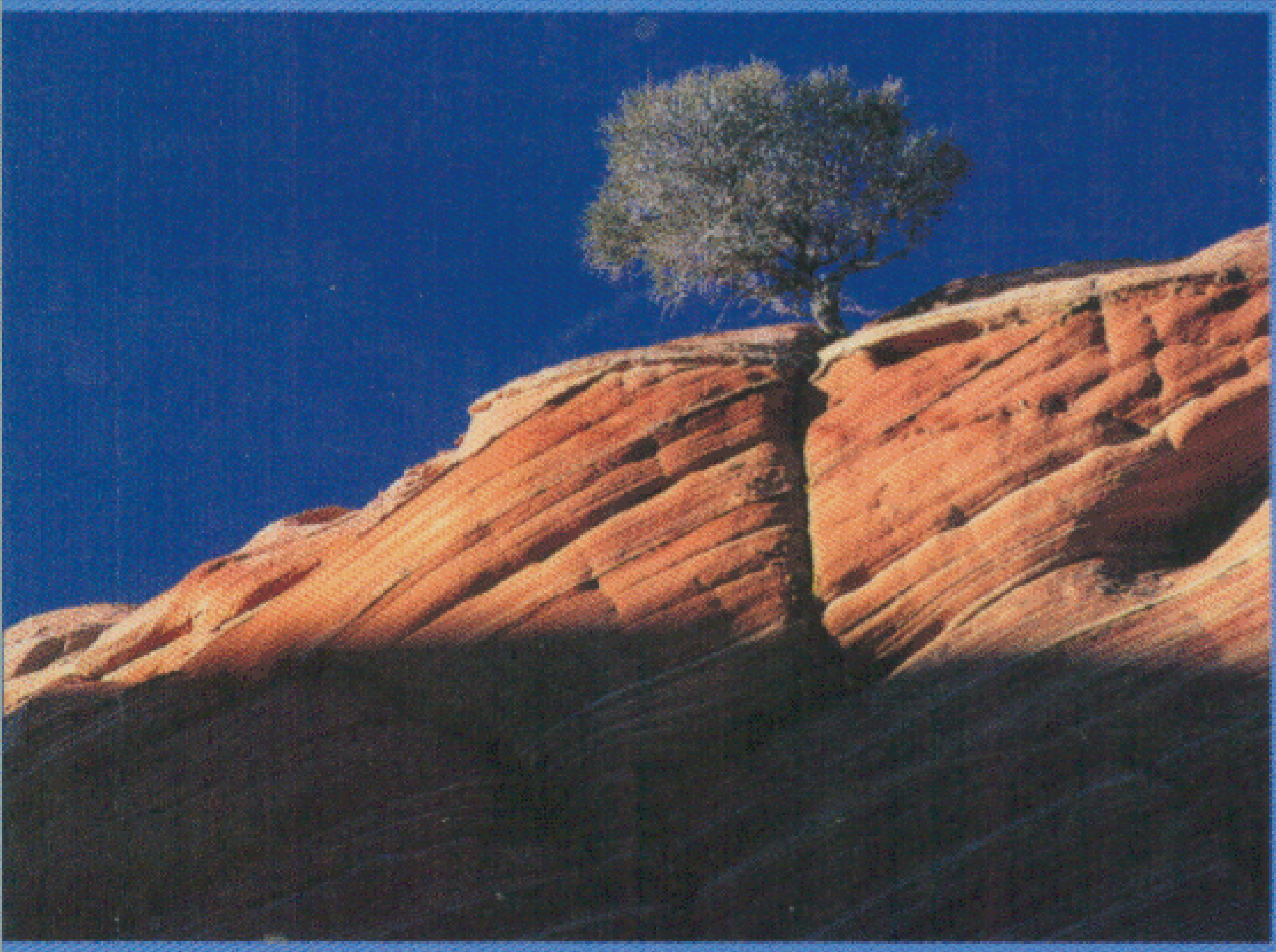
同济大学“十五”规划教材

层序地层学

Sequence Stratigraphy

纪友亮　主编





同济大学出版社

同济大学"十五"规划教材

层序地层学

纪友亮　主编

同济大学出版社

图书在版编目(CIP)数据

层序地层学/纪友亮主编.—上海:同济大学出版社,
2005.5
ISBN 7-5608-3013-7

Ⅰ.**层**… Ⅱ.**纪** Ⅲ.**地层层序—地层学**
Ⅳ.P539.2

中国版本图书馆 CIP **数据核字**(2005)**第** 018562 **号**

层序地层学
纪友亮 主编
责任编辑 徐国强 责任校对 郁 峰 封面设计 李志云

出 版
发 行 **同济大学出版社**
(**上海四平路** 1239 **号 邮编** 200092 **电话** 021-65985622)
经 销 全国各地新华书店
印 刷 同济大学印刷厂印刷
开 本 787mm×1092mm 1/16
印 张 13.5
字 数 346 000
印 数 1—1 500
版 次 2005 **年** 5 **月第** 1 **版** 2005 **年** 5 **月第** 1 **次印刷**
书 号 ISBN 7-5608-3013-7/P·10
定 价 24.00 **元**

前　言

层序地层学是20世纪80年代发展起来的一门新学科和新技术，是综合利用地震、钻井及露头资料，结合有关的沉积环境及岩相古地理解释，对地层层序格架进行综合解释的科学。随着层序地层学研究的不断发展，逐渐形成了一门相对独立的分支学科。近年来，许多高校相继为研究生及本科生开设了《层序地层学》课程。目前，关于层序地层学研究方面的文章和专著不少，既有研究方法，也有实例和模式，并且形成了不同观点的学派。为了满足各高校《层序地层学》教学需要，1998年纪友亮等编写了《层序地层学模式及其成因机制分析》一书。该书较系统地归纳了层序地层学的基本原理、各层序地层学学派的观点以及海盆、陆相湖盆、冲积环境、沙丘环境的层序形成机理和发育模式。该书便是本书的写作基础。本书的编写是在“同济大学教材、学术著作出版基金委员会的资助”下完成的。

本书共分三篇：第一篇层序地层学原理，主要介绍了层序地层学的基本概念和术语，以及层序地层学各级单元的形成机制；第二篇主要介绍了成因层序地层学、构造层序地层学、T-R层序地层学和高分辨率层序地层学等不同学派的观点和研究内容；第三篇陆相层序地层学主要介绍了陆相湖盆层序地层学研究基础、陆相湖盆、挤压坳陷湖盆、前陆盆地、冲积环境等的层序发育模式、发育机制体系域的划分特点。

全书共分十七章。纪友亮编写了第一章、第二至五章、第七章、第九章、第十二至十四章、第十六章；胡光明编写了第六章、第十章、第十一章；吴因业编写了第十五章和第十七章。全书由纪友亮统稿。

在编写过程中，山东科技大学刘宝珺院士、同济大学马在田院士，北京石油勘探开发研究院顾家裕教授等提出了宝贵建议。本书的编写始终得到同济大学海洋与地球科学学院领导的关怀和支持。编者在此对他们深表谢意。

本书是利用教学、科研的空余时间编写的。由于时间仓促，加之编者水平有限，谬误之处在所难免，敬希专家、教师和同行不吝指正。

编者

2005.1.20

目　　录

第二篇 层序地层学其他学派的观点

第三篇　陆相层序地层学

第一篇

层序地层学基本原理

第一章　绪　论

第一节　层序地层学的发展简史

一、概念的提出

“层序”作为一种以不整合面为界面的地层单位，早在 1948 年就由 Sloss 提出了。因此，“层序”从研究的时间上看并不是一个新概念。

但是，以“层序”为地层单元来研究地层是一个新的阶段。Sloss(1963)在北美克拉通晚前寒武纪至全新世地层之间，以区域不整合为界划分出六大地层单位，并称这些地层单位为“层序”，并用“层序”作为实际工作中的实用地层单位进行制图。尽管“层序”概念的提出为层序地层学奠定了基础，但 Sloss 的观点在 20 世纪 50 年代、60 年代，乃至 70 年代仅为极少数人所接受。

二、地震地层学阶段

P. R. Vail 等 1977 年在第 26 集 AAPG (Association of American Petroleum Geology)杂志上发表了地震地层学论文集，这是层序地层学的萌芽阶段。在论文集中，作者们提出并强调了海平面升降的概念，并认为大多数地质学家普遍见到的旋回性沉积作用基本上或完全受全球性海平面升降变化的控制，为层序地层学的诞生播下了种子。

以后至 1987 年的 10 年间，P. V. Vail 和埃克森(Exxon)石油公司的学者们在一系列论文中，又对层序作出精确的分析、修改和扩展。Mitchum 把“层序是由不整合面为边界的地层单元”扩展为“层序是由有内在联系的相对整合的地层序列所组成的地层单位，而它们的顶、底界面为不整合面或与之相对应的整合面”。

P. R. Vail 在另外两个重要方面修改了 Sloss(1963)对层序的应用。首先 Vail 和 Mitchum 的层序比 Sloss(1963)的层序所包括的时间更短。他把最初的 6 个克拉通层序进行了重要的次级划分。这样，Sloss 的层序便成为艾克森旋回图上的超层序。其次，Vail 提出了海平面升降作为层序演化机理的主导因素。这一观点已经引起很多的争论。

此间 10 年可称为层序地层学的孕育阶段。这 10 年间，地震地层学的迅速发展和成熟为层序地层学的诞生奠定了基础。1987 年，P. R. Vail 及 J. C. Wagoner 在 AAPG 上发表的论文中明确使用了“层序地层学”这一新的概念。

1. 地震层序的划分

地震地层学是由地震资料向地层学解释迈出的重要一步。地震层序的划分是联系地震分层和地质分层的桥梁。地震层序的划分使得利用地震资料进行地层研究和沉积学研究成为可能。

地震地层学应用反射波的终止或消失现象划分层序。这些反射终止现象可划分为削蚀、顶超、上超和下超。一个理想的地震层序内的反射终止现象见图 1-1 及图 1-2。

2. 地震层序的分级

按照地震层序规模的大小，可把沉积层序详细划分为三级，即超层序、层序和亚层序。

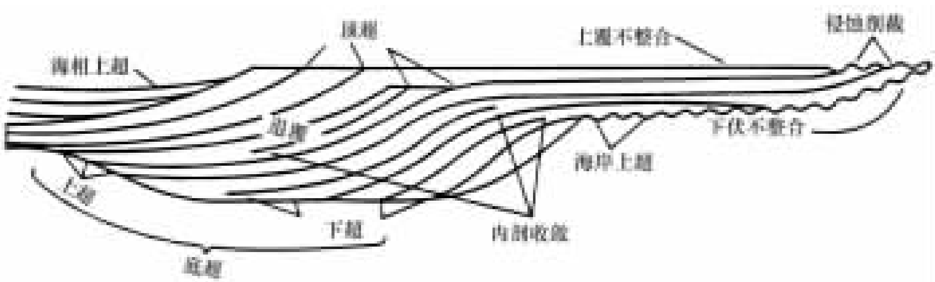


图 1-1　**地震层序内部反射终止示意图**

（**据** Brown，1979）

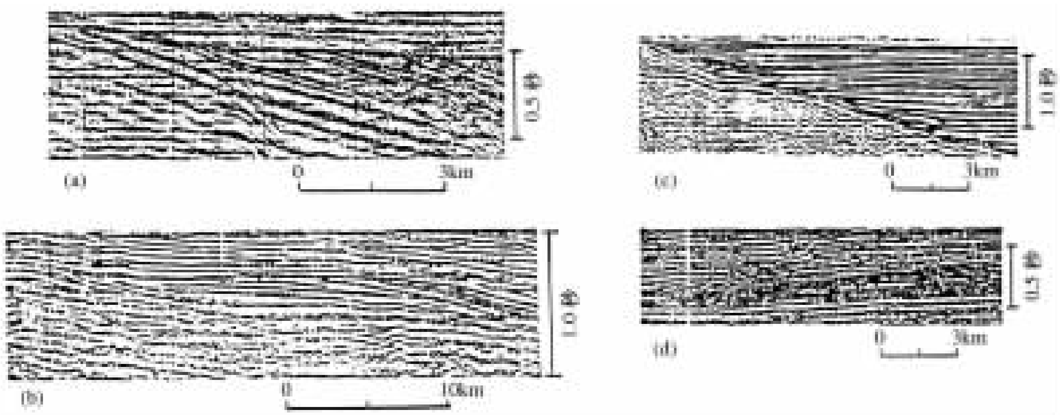


图 1-2　**地震剖面中的削蚀、顶超、上超和下超现象**

（**据** Mitchum，1977）

（a）**—削蚀**；（b）**—顶超**；（c）**—上超**；（d）**—下超**

（1）**超层序：从水域最大到最小时期沉积的地层层序。它往往是区域性的，并包括几个层序。据** Vail **等分析，大部分超层序是在海面相对变化的二级周期（超周期）期间沉积的。**

（2）**层序：是超层序中的次一级地层单元，水域相对扩大和缩小，它可以是区域性的，也可以是局部的。**

（3）**亚层序：层序中最小一级地层单元，它可以是局部的或三角洲的一个朵叶。**

3．海平面周期性变化的意义

任何长期从事地质工作的人都有这样的经历，他们在野外露头剖面中，经常看到规模不等的具有某种规律性重复出现的岩性剖面。他们在测井曲线中，经常看到某些规律性的电性重复。“旋回”、“韵律”已经成为地质人员的常识。此外，地史学还告诉人们，奥陶系全球广泛发育的碳酸盐岩，石炭系、二叠系广泛发育的煤层，白垩系广泛发育的海相沉积和深水湖相沉积都不是偶然的。它寓意着全球在显生宙时期存在着某种起支配作用的构造运动、海平面变化、气候变化、生物的变异以及相伴生的沉积环境变化。

造成这种周而复始，略带重复性变化的基本起因众说纷纭。Grabau（1938）**提出地球脉动说。南斯拉夫数学家** M. Milankovitch（1940）**提出，地球运动轨道参数和地轴倾角的周期性变化，引起太阳辐射的周期性改变，并导致全球性气候的周期性变化和冰川的多次出现**（**即** Milankovitch **频率**）。**近年来对更新统沉积物的同位素年龄测定，证实了他的结论。著名海洋地质学家** R. W. Fairbridge（1961）**认为，冰川的消长、洋盆形态的变化以及极地迁移**

是引起全球海平面升降和气候变化的起因。T. M. Guidish 等人(1984)认为,海平面的变化起因于:(1) 冰川和消冰作用;(2) 海底扩张速度的变化;(3) 海水被从大陆剥蚀下来的沉积物所排替;(4) 大型盆地的干涸或水淹;(5) 局部或区域性板块运动。除此之外,还有许多其他的说法和地球体积的胀缩变化说(E. E. Мидановский,1989)等。尽管说法不同,有一点却是肯定的,即地质历史中,全球性海平面确实发生过周期性变化,并伴随着周期性全球气候变化。由于我们研究的是沉积物,而沉积物的产生与变异总是和水体密切相关。因此,在构造沉降、气候变化、洋盆容积的改变、冰川的消长、地球体积的胀缩变化、全球性绝对海平面的升降等因素中,反映这诸多变化中的最敏感因素是相对的海平面升降变化。

4. 海平面相对升降周期曲线和地层框架图的编制

地质人员早就采用过反映古水深和古环境的古生物、岩石、矿物、化学元素标志研究海平面的变化,但一般来说都是定性的。直到 1977 年,Vail 等人才正式提出一种利用地震剖面中反射界面上超点的转移幅度研究海平面升降的半定量方法,我们可以称它为“上超点法”,其作法见图 1-3。图中(a)代表由地震剖面解释得来的地层横剖面,其中包括 5 个层序,

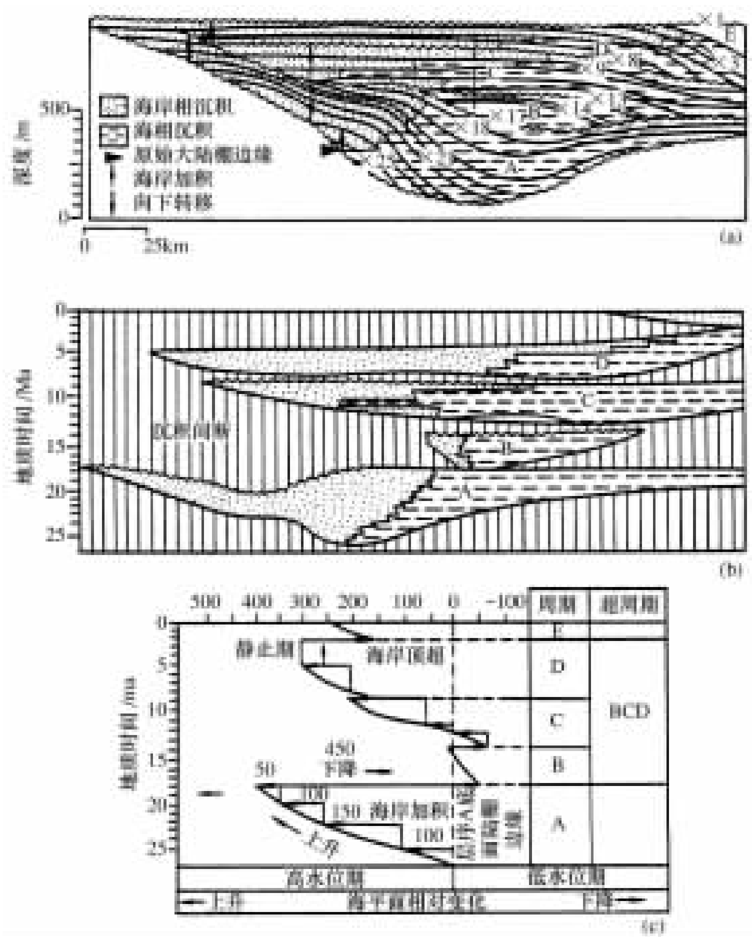


图 1-3 海平面升降周期曲线及年代地层框架图的编制

(据 Vail 等,1977)

(a) 一地层横剖面;(b) 一年代地层图;(c) 一海平面相对变化周期的区域性图

各层序之间具有上超、下超、顶超、削截等接触关系。图中“×21”代表“×”处地层的同位素年龄为 21Ma。图(b)为同一剖面的年代地层剖面，或叫年代地层框架，用以表示各地层层序的时空分布，图中竖线区代表沉积间断。图(c)为海平面升降周期曲线(或上超点曲线)，其纵坐标为地质时间(以距今 Ma 计)，横坐标为上超点向上或向下转移的垂向幅值，由构造横剖面中量出，用以代表海平面的相对升降。横坐标中的零值取原始的陆棚边缘高程或者取现代的平均海平面高程。图中根据图(a)将地层划分为 3 个超周期(A、BCD 和 E)、5 个周期(A、B、C、D、E)。

Vail 等人(1977)利用上述原理，根据世界各地的资料(包括地震、古生物、古地磁、同位素年龄测定资料)，编制出显生宙以来一、二级海平面升降周期曲线和中生代以来的三级周期曲线。图 1-4 为显生宙以来全球性海平面相对升降周期曲线。图中右侧为二级周期曲线，共 14 个周期，每个周期的持续时间为 10Ma 至 80Ma。左侧为由二级曲线平滑得来的一级曲线，共两个周期，每个周期延续时间 2 至 3 亿年。

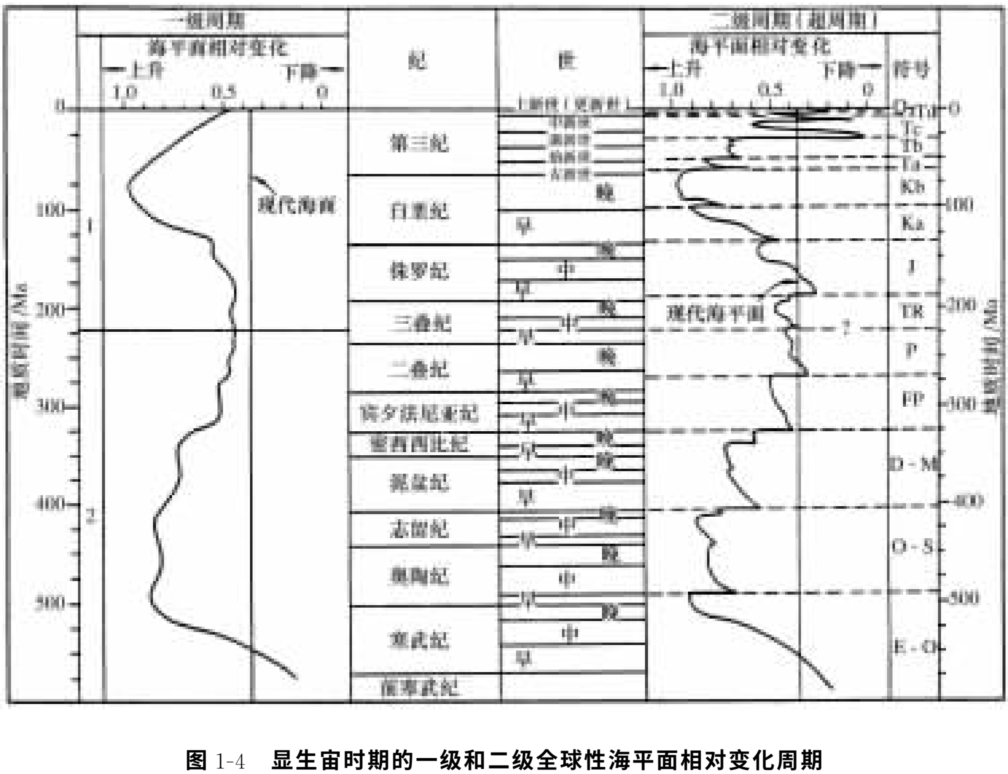


图 1-4　显生宙时期的一级和二级全球性海平面相对变化周期

(据 Vail,1977)

当 Vail 等人(1977,实际上是 20 世纪 60 年代)把上述理论和曲线推出之后，引起了地质界内一场轩然大波。但是多数人认为，“总的结论是正确的，问题在于过分简单和对细节研究得不够”。

在以后的 10 年中，Vail 等人在汲取别人的批评性意见的同时，致力于对更多的露头、测井、海洋地质及地震资料的研究，进一步完善了原有的理论与概念，推出了第二代 Vail 曲线，并提出了一门新的学科——层序地层学。图 1-5 为三叠纪以来的新的海平面升降周期曲线(Haq 及 Vail 等,1987)。新的 Vail 曲线有以下特点。

（1）曲线形状不再是锯齿状而是圆滑的波状曲线。每个升降周期中海平面上升最高的波峰处恰好是密集段所处的位置。

（2）曲线中每个周期的顶底都标明了不整合的类型，并标出周期内部的低水位（或陆棚边缘楔）、海进和高水位体系域。图中除标出层序顶底界面及密集段的地质年龄外，还按层序及各界面大小和重要性分为大、中、小三级，总的层序数目比第一代曲线多了几倍，年代测定值也作了相应的改正。

（3）将海平面升降周期划分为巨周期组（Meyacycle set）、巨周期、超周期组（Supercycle set）、超周期和周期五级，并根据 Sloss(1963)提出的术语，重新定名（如 Tejas，Zunl，Absarona 等）。

（4）曲线中引用了更多的古生物、古地磁资料。除曲线中表现的项目外，Vail 等人还多次在其他场合（1987，1988，1989）讲述了利用测井资料、露头资料进行层序地层学研究和编制海平面升降曲线的具体方法。

三、层序地层学的产生

第二代 Vail 曲线推出后，地震地层学发展到了一个新的阶段，即层序地层学阶段。Moore 等人（1989）在美国大西洋沿岸陆棚海底峡谷所作的海平面周期变化曲线与之相差甚小（Kerr，1987）。Kanffman 等人根据美国中部白垩系的化石和地层特征，用自己的概念与方法作出的海平面升降曲线与第三代 Vail 曲线相比，细节都一一对应。海洋地质学家 Mayer 等人在太平洋赤道地区对 8 个反映深海事件的沉积物作了同位素年龄测定，结果与第二代 Vail 曲线吻合十分良好，误差不超 0.5Ma。目前，越来越多的人承认在过去的地质历史中，确实发生过多次全球性海平面的变化和全球同时发生的重大事件。据此作出的海平面变化曲线有如下用途：① 结合海平面变化的影响改进地层和构造分析；② 在钻井之前估计地质年代；③ 研究全球性的地质年表系统。

在地震层序和区域性海平面变化分析之后进行的区域性地层研究中，比较区域性和全球性海平面曲线，有助于预测缺乏控制资料的层序的年代和填补区域性海平面曲线中的空缺。把区域性曲线与全球性曲线上的不整合面、低水位期和高水位期的时间相对比，有助于预测各层序的沉积相和分布。此外，区域性曲线与全球性曲线的偏离，指示了异常的区域性影响，如大地构造的沉降或抬升。

在很少或者没有井点控制的地区内，钻井之前估计地层时代，是地震地层学的最常见的用途。在有井和确定了生物地层分带的地区，可以把它们和地震层序相结合，精确地定出整个地震测网地区的地层年代。如果在地震测网上没有井点控制，可以根据地震资料建立一个区域性的海平面相对变化曲线图，并与全球性曲线进行比较，从而推断地质年代（图1-6）。其精度可以根据得自露头或者远处的钻井资料予以改进，这些远处井的资料有助于确定盆地内已知地层的一般年代。

全球性周期曲线最有潜力的用途之一是把它当作研究地质年代的一个工具。全球性周期是一个单一的标准定义的地质年代单位——这个标准就是海平面的相对位置在整个地质历史中的全球性变化。这些周期的确定取决于从许多地质学分支中得来的资料的综合分析。例如在显生宙曲线图上，某些情况下，全球性周期的界面和标准的世、纪界面配合不起来；还有一些界面是人为加上的，而且目前仍有争论。但是利用全球性周期曲线，就可以提出一套国际通用的地质年代系统。

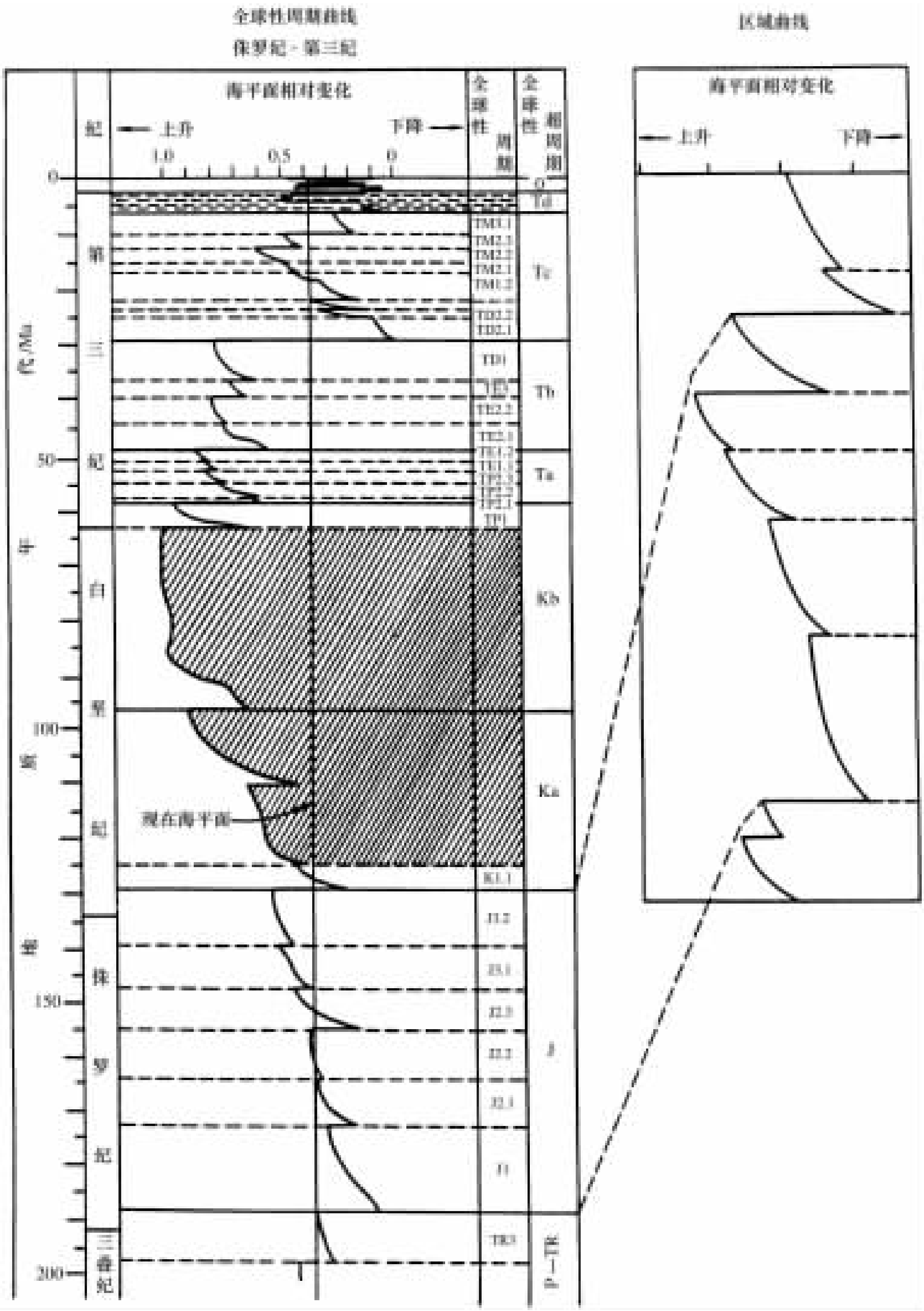


图 1-6　在钻井之前估计地质年代

海平面的变化导致了地层层序的产生；而全球海平面变化是统一的，因此根据海平面变化可以在全球范围内进行层序的划分和对比。这就是层序地层学的基础。

1988 年后，J. C. Wagoner 主编了 SEPM 层序地层学特刊；P. R. Vail 及 J. B. Sangree 主编了《层序地层学工作手册》、《层序地层学基础》。这两部著作的问世则宣告了一门新的学科——层序地层学的诞生。

1988 年以后，国外掀起了层序地层学研究的热潮。

四、发展趋势

层序地层学目前正处于不断地发展和完善的过程中，特别是在陆相湖盆中开展层序地层学研究，又有了新的进展。从 1993 年 AAPG 年会发表的论文来看，有相当一部分是层序地层学方面的文章。从这些文章可以看出，层序地层学的发展有如下特色。

（1）层序地层学的应用范围由地质构造简单、大的沉积盆地发展到地质构造复杂、多断层的复杂地区。

（2）层序地层学研究由海相沉积盆地扩展到陆相湖泊盆地，与生物地层学结合提出了高分辨率层序地层学。

（3）层序地层学向着宏观与微观相结合的方向发展。即在划分出高水位体系域、低水位体系域和海侵体系域的基础上，又确定出沉积体系与沉积相，进行多层次预测与评价。

（4）由全球统一海平面变化的认识，延伸到湖平面变化受降雨量、碎屑物质补给、地壳运动等多种因素的影响。

近年来，我国也陆续翻译并公开出版了有关层序地层学方面的文章和专著。先后有石油大学、北京石油勘探开发科学研究院、中国地质大学等单位在塔里木盆地、吐哈盆地、渤海湾盆地开展了层序地层学研究，有关成果正在以论文和专著的形式公开发表出来。

第二节　层序地层学的概念和基本术语

一、层序地层学概念

层序地层学是根据地震、钻井及露头资料，结合有关的沉积环境及岩相古地理解释，对地层层序格架进行综合解释的科学。恢复地层演化过程及空间分布格局是其主要目的。

层序地层学的解释过程，就是为以地层不连续面为界面的、成因上有联系的、并具有旋回性的地层建立一个年代地层学框架（空间分布格局）的过程。这种地层不连续面可以是剥蚀成因的，也可以是无沉积作用造成的。在有些情况下，与这种不连续面相对应的整合面也可以作为层序边界。

层序地层学中主要有四个控制变量，它们控制了地层单元的几何形态、沉积作用和岩性。它们是：

（1）构造沉降（升降），控制沉积物可容空间；

（2）全球海平面变化，控制地层和岩相的分布模式；

（3）沉积物供应，控制沉积物的充填和古水深；

（4）气候，控制沉积物的类型。

构造沉降与海平面的变化结合在一起可以决定可容沉积空间，即沉积物充填到海平面控制的高度为止时，盆地所能容纳沉积物的能力。

构造沉降、海平面升降及相对于盆地边缘的海平面（海岸线）的位置及三者相互间的因果关系是层序地层学的基础问题。这三个因素及其相互间的关系基本上决定了盆地内地层的演化及空间分布格局，亦即决定了盆地内的层序及其次级单元的发育和分布。

二、基本术语

1．层序（Sequence）

层序是层序地层学分析的基本地层单位。它是由不整合面或与不整合面相对应的整合面作为边界的、一个相对整合的、有内在联系的地层序列。一个层序可以是一级层序、二级层序和三级层序。准层序和准层序组是层序的地层构成单元。

2．准层序（Parasequence）

它由一个湖（海）泛面或与之相对应的界面为边界的、相对整合的、有内在联系的岩层或岩层序列所组成。湖（海）泛面是一个将新老地层分开，其上下水深明显地急剧变化的一个界面。

3．准层序组（Parasequence set）

一系列具有明显叠加模式的、有内在联系的准层序系列称为准层序组。在大多数情况下，以主要湖泛面以及与之相应的界面为边界。

4．不整合（Unconformity）

是一个将较新和较老地层分开的面。沿此面，有地表剥蚀和削蚀的证据；在某些地区，还有相应的海（湖）底侵蚀或地表暴露的证据，并具有明显的沉积间断。

5．沉积体系（Sedimentay system）

一组在沉积环境和沉积作用上有成因联系的沉积相的三维组合。

6．体系域（System tract）

指的是一个同期沉积体系的组合。实际划分体系域时，常常遇到 5 种不同的类型，即低水位体系域、陆架边缘体系域、海（湖）侵体系域、高水位体系域和非湖泊体系域。

7．缓慢沉积段（Condensed section）

是由薄层的深海（湖）或半深海（湖）沉积物所组成的地层。这类沉积物是在准层序逐步向岸推进，而盆地又缺少陆源沉积物的时期沉积的。在这种缺少陆源物质的层段内，动物群的分异度和丰度在整个层序内都是最大的。尽管缓慢沉积段一般很薄，沉积物聚集速率很低，且经历了很长时间，但该层段内的沉积作用却是连续的。

第三节　层序地层学沉积单元和地层单元的划分

一、层序地层学沉积单元的划分

纹层、纹层组、岩层及岩层组为沉积体的组成部分。这些地层单位是准层序的基本组成单位。它们的定义及详细特征见表 1-1，表 1-2。

（1）纹层：最小的肉眼可识别的层。

（2）纹层组：一组相对整合的、有内在联系的纹层序列，以侵蚀面、无沉积面或与之有关

的整合面为界面。

（3）岩层：一组相对整合的、有内在联系的纹层或纹层组序列，以侵蚀不整合或与之有关的整合面为界面。

（4）岩层组：一组相对整合的有内在联系的岩层层序，它以侵蚀面、不整合面或与它们相关的整合面为边界。

表 1-1　纹层、纹层组、岩层及岩层组的详细特征

地层单位	定　义	地层单位特征	沉积过程	边界面特征
岩层组	一组相对整合的有内在联系的岩层层序。它以侵蚀面、不整合面或与它们相关的整合面为边界（叫岩层界面）	界面上、下岩层成分、结构或沉积构造不同	幕式的或同期性的（与下岩层同）	（与下岩层同） ① 岩层系及岩层系界面所代表的地质年代较岩层长； ② 通常在横向上比岩层面分布更广
岩层	一组相对整合、有内在联系的纹层或纹层系序列，以侵蚀不整合或与之有关的整合面为界面	不是所有的岩层都包含纹层系	幕式或周期性的事件沉积，包括风暴沉积，泛滥沉积、泥石流及浊流沉积，周期性沉积，包括由于季节或气候变化的沉积	① 形成迅速，从几分钟到几年； ② 在层序范围内，将所有新老地层分开； ③ 相带变化以岩层面为边界； ④ 对某种环境下的年代地层学有用； ⑤ 岩层界面所代表的时间较岩层面所代表时间长； ⑥ 分布范围变化大，从数平方英尺到 1000 平方英里
纹层组	一组相对整合的、有内在联系的纹层序列，以侵蚀面，无沉积或与之有关的整合面为界面（叫纹层组界面）	由一组或一套整合的纹层组成，该纹层在岩层中具有明显的构造	事件性沉积通常发生在浪成或流水波痕岩层中，浊流、浪成波痕，发育有与丘状层理中或与流动波纹相反的交错层理，或前积层的波痕外缘	① 形成迅速，几分钟到几天； ② 比岩层分布范围小
纹层	最小的肉眼可识别层	在组成成分及结构上一致，内部不分层	事件性沉积	① 形成非常迅速，几分钟到几小时； ② 比岩层分布范围小

上述四种地层单位在成因上相似，但它们在形成时间间隔及边界面延伸范围上有所差别，确定这些地层单位边界面的主要依据为：① 结构变化；② 地层尖灭；③ 由生物钻孔、根茎或土壤带为标志的拟整合。图 1-7 表示地层边界面分级标准。边界面有轻微侵蚀或无沉积，把新老地层分开。边界面的横向连续性可以从几平方厘米的纹层到几个平方公里的岩层或岩层组。这些边界面形成相对较快，从几秒钟到几千年，因此在其分布范围内基本上是同时的。另外，由这些边界面所代表的时间间隔要比由这些岩层本身所代表的时间间隔大得多。由于这些原因，岩层和岩层组通常用作在多种沉积背景下的大面积的年代地层对比。加密感应测井井距间隔 0.8～3km，特别是在海相页岩或泥岩剖面中或连续露头以岩层或岩层组为基础的年代地层学分析能提供最详尽的数据。

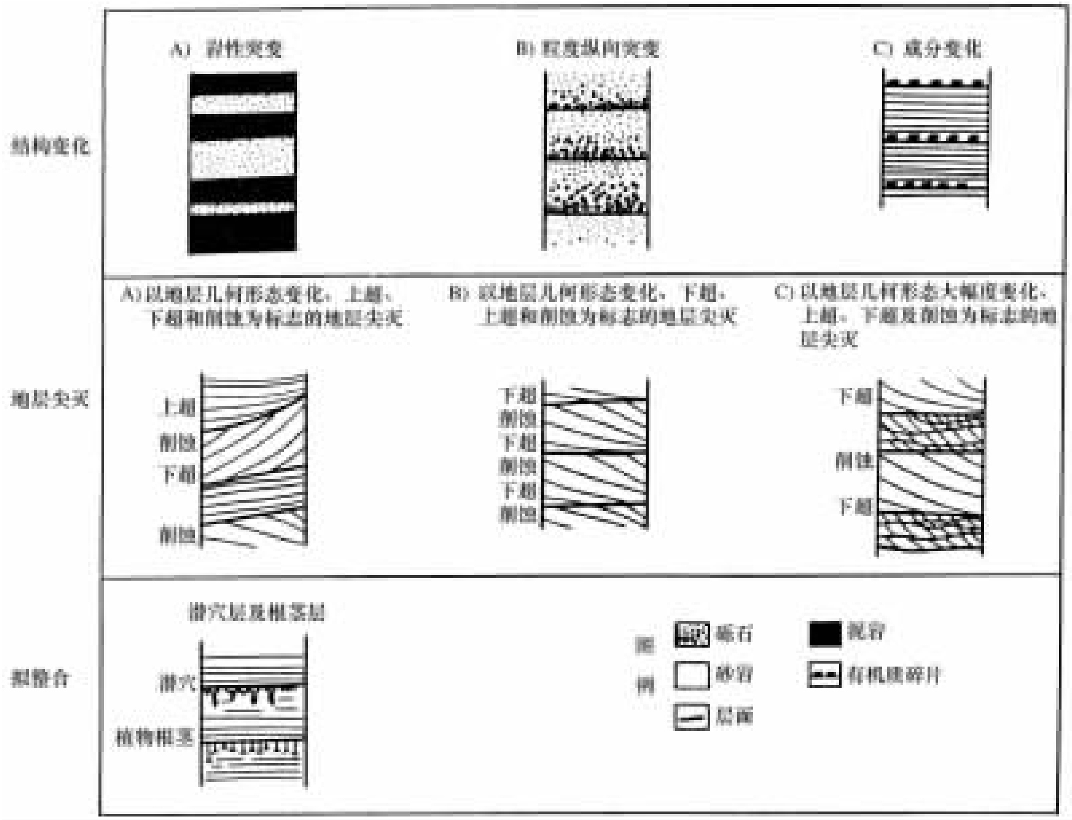


图 1-7　识别岩层界面的标志

（据 Wagoner，1990）

上述地层单位的一般性质如表 1-1 所示。

二、层序地层学地层单元的划分

1. 准层序

准层序是以海泛面或与其相应的界面为边界的一组有内在联系的相对整合的岩层或岩层组序列。准层序的一般性质见表 1-2。

2. 准层序组

一个准层序组是具有清晰叠加模式的一组有成因联系的准层序序列，它以主要海泛面及与之相当的界面为边界。准层序组的特征见表 1-2。

3. 层序

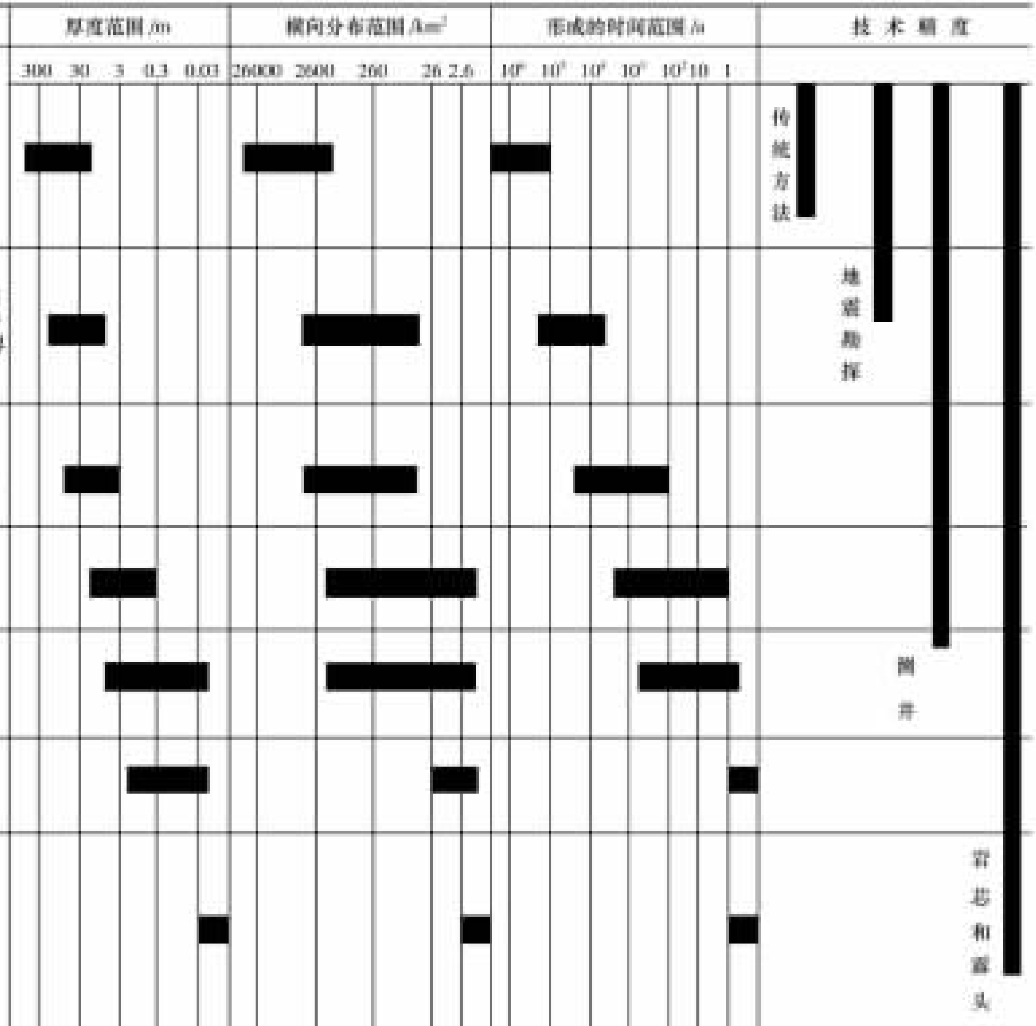
层序是一套成因上相关的、相对整合的、连续的地层序列，以不整合或与不整合相对应的整合为界。准层序和准层序组是层序的地层构成单元。层序的特征及性质见表 1-2。

4. 层序组

层序可以划分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ级层序，例如，单个第四级层序相互之间以及与第三级层序之间会存在着一定的几何关系。第四级层序存在于我们定义的第三级复合层序的组合内，构成层序组。

表 1-2　　地层单位级序的定义和特征

地层单位	定义
层序	一组有内在联系，相对整合的地层，它以不整合或与之相关的整合为顶、底界面（Mitchum 等，1977）
准层序组	一组有内在联系的准层序，这组准层序形成一个明显的叠加模式，并通常以主要海泛面及与其相应的界面为边界
准层序	一组相对整合的、有内在联系的岩层或岩层组，它们以海泛面及与之对应的界面为边界
岩层组	（见表 1-1）
岩层	（见表 1-1）
纹层组	（见表 1-1）
纹层	（见表 1-1）



第二章　准层序

第一节　准层序的定义及其边界特征

一、准层序的定义

准层序是以海(湖)泛面或与其相应的界面为边界的一组有内在联系的相对整合的岩层或岩层组序列,在层序中有特定的位置,准层序可以以层序边界为顶界面或底界面。

一个准层序的厚度范围为十米到几百米,横向分布范围为几十至几千平方公里。形成时间范围为几百年至几万年。准层序在地震资料上难以识别出来,只能从测井、岩芯和露头资料上识别。

二、准层序的形成环境

1. 易识别准层序的环境

在海(湖)岸平原、三角洲、海滩、滨浅湖、河口湾以及大陆架环境中,水体浅,水深的变化很容易对沉积物产生明显的影响。水体深度的每次增加,都形成一次易识别的海(湖)泛面,因此准层序易识别。

2. 不易识别准层序的环境

在河流沉积剖面中,没有海(湖)相和边缘海(湖)相的岩石出现,即沉积不受海(湖)水深度变化的直接影响,与海(湖)泛面对应的界面难识别;在陆架斜坡和深海盆地或深湖剖面中,沉积物位于海(湖)平面以下很深地带,因而其沉积特征不受水深增加的影响,因此,在这种环境中形成的准层序很难识别。

三、准层序的特征

准层序的特征在表 1-2 中已列出。绝大多数硅质碎屑岩准层序是进积序列,形成连续的新砂岩的前缘向前向盆地方向加积。这一沉积模式导致一个向上变浅的相带分布,形成新岩层组渐渐地沉积到浅水水域。有些硅质碎屑岩及大多数碳酸盐岩,准层序是加积序列,并且向上变浅。

向上变粗及向上变细的地层层序示意的测井曲线及地层特征如图 2-1 至 2-4 所示。在典型的向上变粗准层序中(图 2-1、图 2-2、图 2-3),岩层组变厚,砂岩颗粒变粗,砂岩、泥岩比例向上增加;在向上变细的准层序中(图 2-4),岩层组变薄,砂岩颗粒变细(通常达到泥或煤的粒级),砂岩、泥岩比例向上减小。

通过解释向上变粗及向上变细准层序中的垂向相带关系往往能够揭示水深逐渐变浅的历程。水深突然减小的迹象,如前滨岩层组明显地位于下临滨岩层组之上,在准层序内还没有观察到。同样,指示水深逐渐增加的垂向相带关系也没有在准层序内观察到。如果独立的“向上变深”准层序确实存在的话,它们在岩石记录中可能是稀少的。大多数“向上变深”的相带组合可能是由一个称为退积式准层序组的向后叠加准层序产生的。在有些环境中,硅质碎屑岩沉积致密,或水体太深,岩性变化不明显,因此在这种环境形成的准层序难以辨

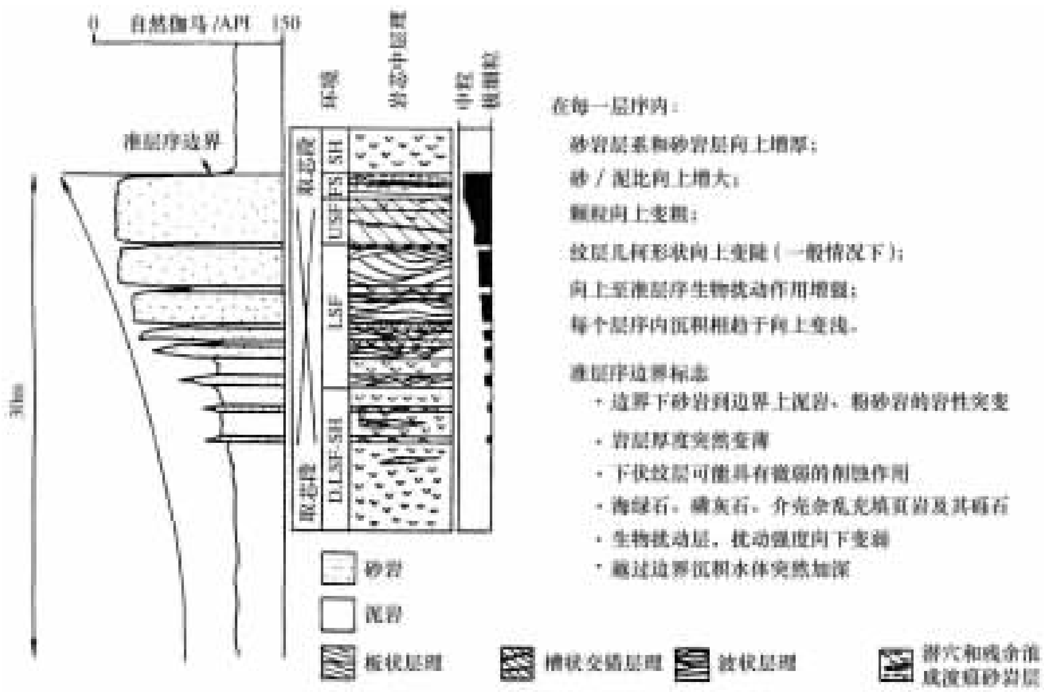


图 2-1　向上变粗准层序的地层特征，这种类型的准层序形成于沙质的、波浪或河流控制海岸的海滩环境中

（据 Wagoner，1990）

FS—前滨；USF—上临滨；LSF—下临滨；D. LSF—远临滨；SH—陆棚

认。在这些剖面中，地层指示向上水深逐渐加深，只有小心的观察才能揭露标志准层序边界的海泛面的微弱证据。

准层序中层组沉积的物源是在海岸线附近的河口区。准层序从盆地边缘向盆地中心充填、海岸线向盆地内部移动是通过准层序进积来完成的。

四、准层序边界

海泛面在海岸平面和陆棚上都有一个相应的界面存在。在海岸平原上的相应界面可根据由河流作用造成的局部侵蚀和暴露大气中的原地的证据来鉴别，如正常情况下在海岸平原沉积中发现的土壤层或含植物根层等。陆棚上的相应界面是一个整合面，没有明显的沉积间断显示，它通过薄层的远洋或半远洋沉积来鉴别。这些沉积物包括薄层的碳酸盐岩、富含有机质的泥岩、海绿石和火山灰等，这表明陆源沉积物的缺乏，穿过相应界面的岩层水深的变化通常不易识别。在平静的深水环境里，如大陆坡或海盆底，准层序边界也不能识别出来。

准层序边界的特征表明它们是由于水深的突然增加而形成的。水体加深的速度足够地快，从而阻止了沉积的发生。图 2-5 简单地说明了准层序边界的形成过程。

准层序边界通常可根据海侵滞留沉积来识别。

人们在岩芯或露头上的与层序边界不一致的海泛面上发现少量海进滞留沉积。将海进

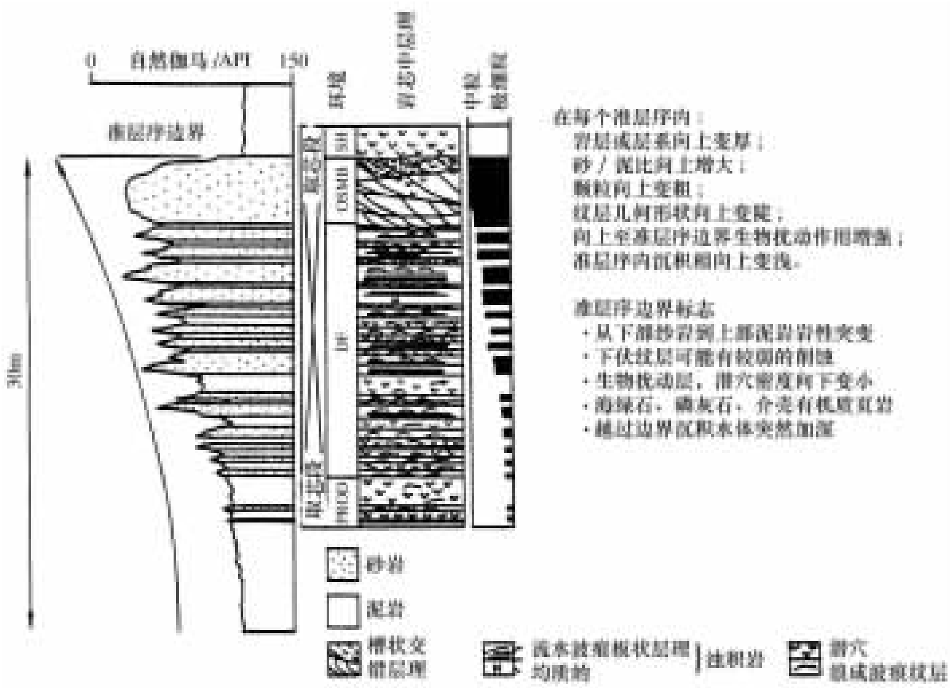


图 2-2　**向上变粗准层序的地层特征，这种类型的准层序形成于沙质的、波浪或河流控制海岸的三角洲环境中**

（**据** Wagoner，1990）

OSMB—**分支河口坝**；DF—**三角洲前缘**；PROD—**前三角洲**；SH—**陆棚**

滞留沉积定义为一种厚度通常小于 0.61m、**相对粗粒物质的层状沉积，这些相对粗粒物质由生物介壳、介壳碎片、粘土撕裂碎屑、钙质结核和硅质碎屑砾石或卵石组成，它们来源于下伏岩层，是由于海进期间海岸带岩石受侵蚀所致。而且这种物质集中在海进面顶部形成不连续的地层，通常分布于内至外陆架上。在岩芯或露头中观察海泛面可以用些沉积颗粒为标志进行边界识别。然而，当海侵滞留沉积出现在海泛面上时，则该沉积明显地来源于下伏岩层，如含砾砂岩顶部的薄层硅质砾石。**

五、准层序边界的意义

位于区域层序边界框架中的准层序边界是利用测井和岩芯进行地方性时间和岩相对比的最好界面，也是编制古地理图的重要界面，原因是：

① **准层序边界易于识别并能区分新老地层；**

② **这些边界形成迅速（其他学者也有类似的观测结果，如著名的** Wilson（1975）、Goodwin **和** Anderson（1984）），**也许数百年至数千年就能形成，这个近似的时间标志对于年代地层学很有用。**

③ **层序边界在成因上与岩相组合有关，因而它能为层序内测井横剖面的岩相解释和对比提供一个基本格架。**

④ **当准层序边界延伸范围很广时，能够在盆地内进行地方性井下地层对比。但是当钻**

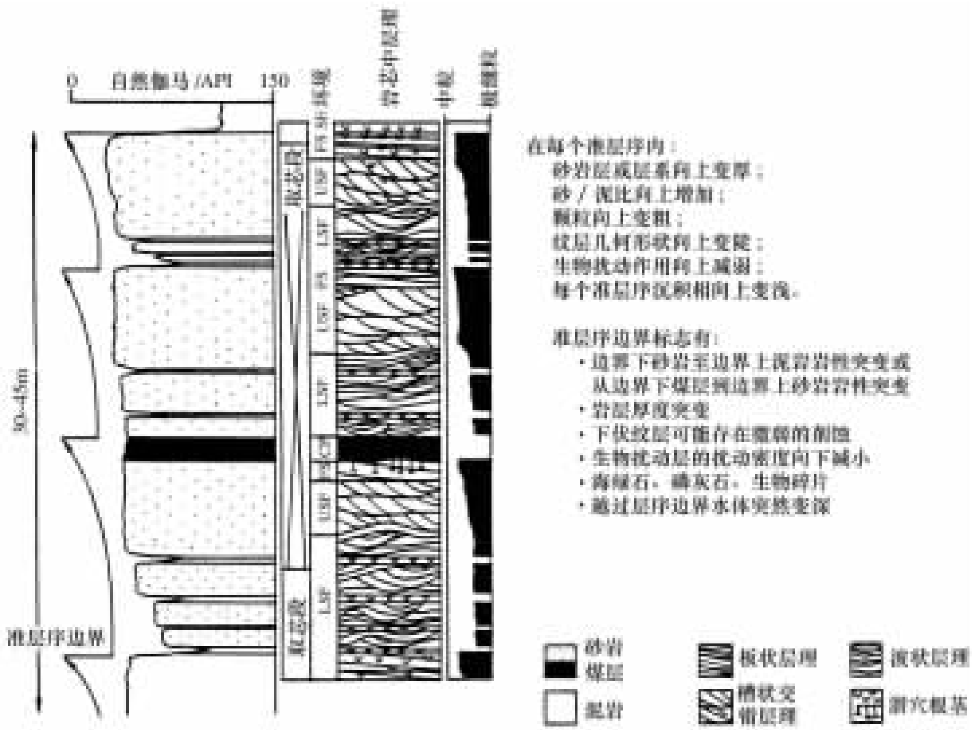


图 2-3　向上变粗的叠加准层序的地层特征，这些准层序形成于沙质的、波浪或河流控制海岸的海滩环境中，该环境中沉积速度与沉降速度相等

（据 Wagoner，1990）

FS—前滨；USF—上临滨；LSF—下临滨；CP—海岸平原；SH—陆棚

井密度过小时很难用于区域性对比。由于这个原因以及准层序分布对沉积物供给十分敏感，准层序边界在作区域性年代和岩相对比时通常不是好界面。

第二节　准层序边界的形成机理

在三角洲、海滩或湖坪环境中，当沉积速率增加的速度大于岸线可容空间增加的速度时，就会形成浅海相准层序。这种增加的可容空间就是新增可容空间，综合解释为海平面升降与地壳沉降共同作用的结果。当岸线沉积物供给速度小于新增可容空间的形成速度时，则形成准层序边界。在这些条件下，海岸线通常迅速后退，并只有很少的海相沉积保存在地层记录中。通常，海泛面是新增可容空间形成速率大于沉积物供应速率的惟一标志。

准层序边界形成有三种不同机理。

一、泥岩的压实作用

这是一种在地层中得到很好记录的机理，是随着三角洲分支河流的向前冲积，在三角洲朵体内由于底积泥岩的压实作用使水深相对快速增加而形成的。朵体的水侵产生一个截然的、水平的、有轻微侵蚀的界面，其上通常只有很少或没有保留海侵滞留层。这种准层序边

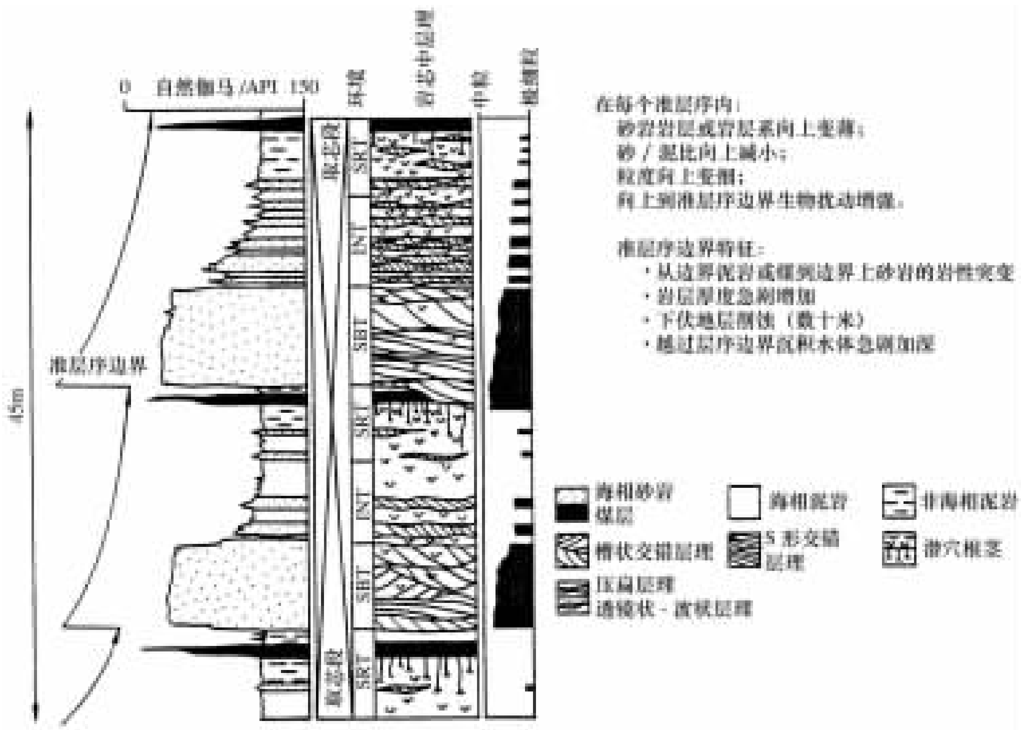


图 2-4　两种向上变细的准层序的岩层特点，这些类型的准层序形成于泥质、潮控海岸的潮汐浅滩到潮下环境

（据 Wagoner，1990）

SBT—潮下带；INT—潮间带；SRT—潮上带

界在面积上与朵体本身范围相当。Frazier 和 Osamik 指出，在美国路易斯安那州东南部的圣伯纳德全新世三个最新的三角洲的分布范围为 777～7770km^2，朵体的前积速率为 800～1400 年产生一个朵体。由于每个三角洲朵体的分界面分布范围广泛且形成迅速，从而给地下相对较大范围的年代地层和岩石地层分析提供了地区性时间分界线。

二、断层的活动

第二种准层序边界形成机理，是由于构造运动断层沉降使海平面相对迅速上升而形成的。例如，1964 年阿拉斯加地震和 1960 年智利地震，分别立刻产生了最大的海岸沉降 2m 和 3m。Plafker 和 Savage 记录了沿智利海岸线长 963km、宽 112km 的沉降带。沿着低洼的海岸线，这样的沉陷会有快速的大面积海岸沉积，因而产生准层序边界。靠近海岸线附近或生长断层，在几千年内沉降速率的短期增加也能造成海平面地区性相对上升，而形成海岸沉积并产生准层序边界。

三、海平面的升降

准层序边界形成的第三种机理是海平面升降机理。地壳沉降与准层序、层序沉积作用之间的相互关系如图 5-4 所示。

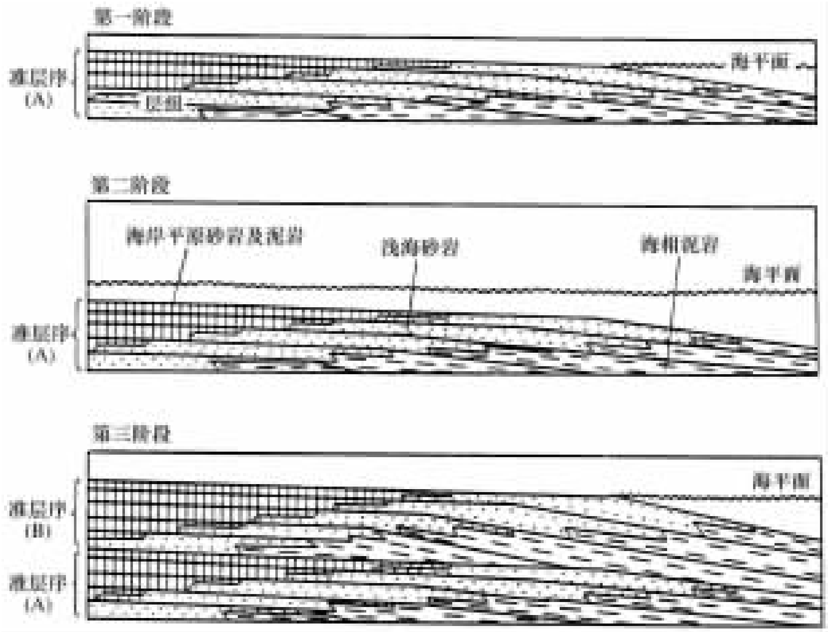


图 2-5　准层序边界的渐进发育过程

（据 Wagoner，1990）

第一阶段：沉积速度超过水深增加速度，准层序（A）前积层组组成准层序，最新的层组界面是非沉积界面；第二阶段：水深迅速增加并淹没准层序（A）顶部，形成非硅质碎屑沉积面，也可能沉积薄层碳酸盐岩、海绿石、富含有机质的泥灰岩或火山灰；第三阶段：沉积速度超过水深增加速度准层序（B）进积，准层序（B）层组下超到准层序（A）边界上，越过准层序（A）的边界，水体急剧加深

第三节　准层序的岩相组合

一、准层序的纵向岩相组合

Wagoner 等人（1990）对犹他州赫尔珀附近布克悬崖剖面上的晚白垩纪布莱克霍克组的准层序的纵向组合关系进行研究后发现，每个准层序的自然伽马测井曲线都呈向上减弱的趋势。表明准层序中砂泥岩比例向上增加，而且砂岩层或岩层组厚度向上增加，这一向上变粗变厚的垂向模式反映了准层序前积作用的特点。

准层序的下部为下临滨沉积，岩性为泥岩与具生物扰动和波状层理的砂岩互层，上部为上临滨与前滨沉积，由槽状和板状交错层理砂岩和水平纹层砂岩组成。准层序边界位于深水相黑色陆架泥岩与具生物扰动、低角度至水平纹层且没有海侵滞留沉积的砂层之间，界线十分清楚。

准层序边界都是由于水深突然增加造成的海泛面。这一水深增加可通过准层序边界上、下岩相关系有没有明显的间断来确定。

二、准层序的横向岩相组合

在海滩环境中沉积的准层序的横向组合关系见图 2-6。岩层组面是贯穿整个准层序的主要分层界面。在每一个岩层组内，相变是逐层发生的。由于每个准层序中每个岩层组的相带的变化类型是相似的，因此岩层组之间没有明显的年代地层间断。一个准层序被认为是由一组有内在联系的岩层或岩层组序列组成的。在海滩准层序中的一个单一岩层中，前滨的向海轻微倾斜的、水平的和平行的纹层向盆 方向变为上临滨的、陡的、具槽状交错层理的前积纹层。在准层序中，这些前滨和上临滨的储层构成了油气储层。具交错层理的上临滨岩层向海方向逐渐变成下临滨具波状层理的岩层。在最下面的岩层组，下临滨具波状层理的岩层组向海方向逐渐变为厚度只有几英寸的砂岩岩层组。

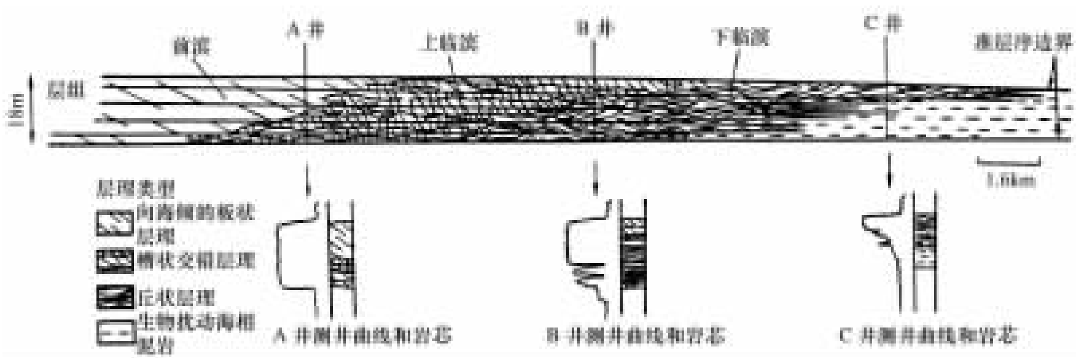


图 2-6　海滩准层序的横向岩相关系及重要的岩芯和测井特征

（据 Wagoner，1990）

地层特征：1. 无沉积或轻微剥蚀的平坦、平行的、向海轻微倾斜的准层序边界；2. 内部由向海倾斜、叠瓦状岩层组成，并以岩层组界面为边界；3. 在每个岩层中层理类型按可预测的顺序向沿海变化；4. 准层序中任何点上的地层垂直序列通常不完整；5. 准层序由以下方式尖灭：① 上超到一个层序边界；② 由河道或大面积河道切割造成地区性侵蚀；6. 准层序以变薄，页岩圈闭和下超到下伏准层序、准层序组或层序边界上的方式向下尖灭

在向陆方向，准层序前滨及上临滨岩层组或突然相变为浪积扇（冲溢扇）。换句话说，也就是相变成海岸平原泥岩和薄层砂岩，或者被潮汐口削蚀。由于前积作用，组成准层序的整个垂直地层序列在一个准层序中很难在任何点都是完整的，如图 2-6 测井解释及岩芯纵剖面图所示。

准层序向陆方向超覆并尖灭在层序边界上；或尖灭于向上倾斜的海岸或冲积平原的地区性河道侵蚀面上；或与层序边界一起尖灭在广阔的河道切口上。由于逐渐变薄、尖灭以及伴随地层变薄而下超到较老的准层序、准层序组或层序边界之上，从而准层序向着盆地方向失去了它们的可识别性。准层序可以从岸线向盆地内延伸数十公里并在测井间横剖面对比，直至准层序边界（如海泛面）变得不可辨认。

第三章　准层序组

第一节　准层序组的定义及其边界特征

一、准层序组的定义

准层序组是具有清晰叠加模式的一组有成因联系的准层序序列，它以主要海泛面及与之相对应的界面为边界。

一个准层序组的厚度大约在 10m 至数百米之间，分布范围大约 $10km^2$ 至数千平方公里。形成时间范围大约几千年到几十万年之间。其勘探精度可达到在地震勘探资料上识别，也可在测井、岩心和露头上识别（表 1-2）。

二、准层序组的边界

与准层序边界一样，准层序组边界也是海泛面及与之相对应的界面。图 3-1 表示一个具波状交错层理和生物钻孔的下临滨砂岩准层序组边界，其下与海洋平源岩系呈突变接触。

识别准层序组边界有如下意义：

① 把典型的准层序叠加模式分开；

② 可与层序边界一致；

③ 可以是体系域的下超界面或边界。

第二节　准层序组的类型

根据沉积速率与新增空间速率之比，可将准层序组中的准层序叠加模式分为进积式、退积式或加积式。图 3-1 系统地表明了这些叠加模式及它们的测井特征。

一、进积式准层序组

在一个进积式准层序组中，向着盆地方向较远的地方沉积一系列连续的新的准层序。这是由于沉积速率大于新增空间速率造成的。

二、退积式准层序组

在退积式准层序组中，以后退的方式向着陆地方向沉积一系列连续的新的准层序。这是由于沉积速率小于新增空间的增加造成的。尽管退积式准层序组中的每个准层序都是向海进积的，但这种准层序组以“海侵模式”的方式向上加深，并且海岸线向陆后退。

三、加积式准层序组

在加积式准层序组中，一系列新的准层序一个个叠加，而没有明显的横向移动，总之，新增空间速率大约等于沉积速率。

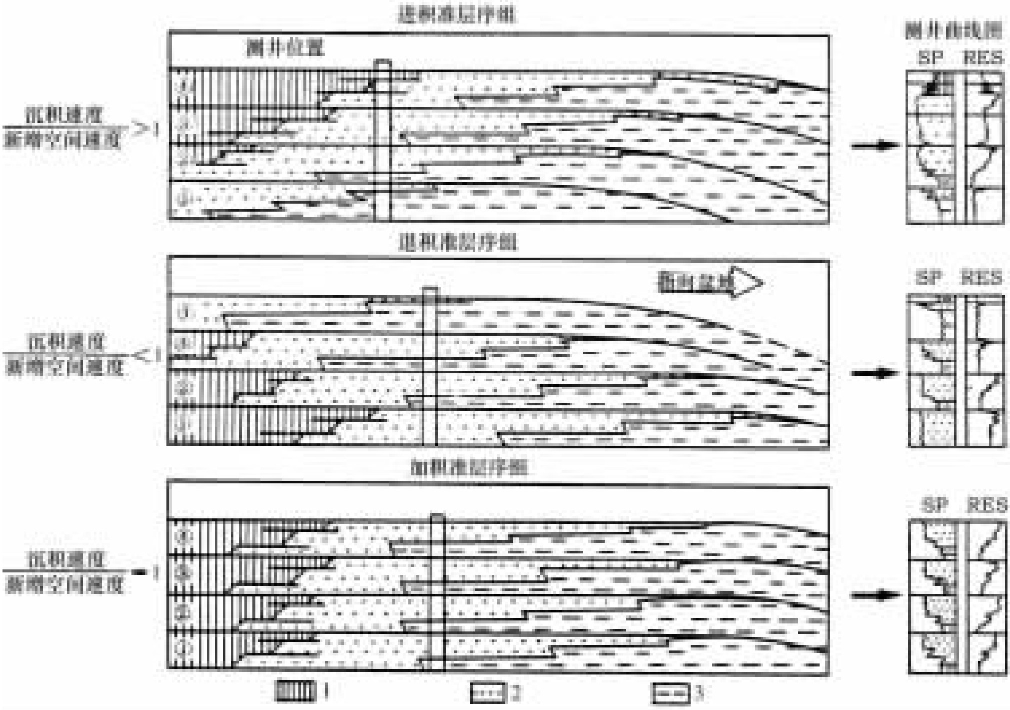


图 3-1　准层序组中准层序的叠加方式,横剖面和测井解释

(据 Wagoner,1990)

1—海岸平原砂岩和泥岩;2—浅海砂岩; 3—陆架泥岩; ①～④—单个准层序

第三节　准层序组内的岩相组合

一、准层序组纵向岩相组合

准层序组可以从一个单井测井曲线中识别出来。在一个进积式准层序组中(图 3-2),一系列新的准层序包含着沉积的浅海至海岸平原中的砂岩沉积,和下伏准层序相比沉积孔隙度大,砂岩比率高。井中最新的准层序可能全部由沉积在海岸平原环境中的岩石组成。另外,在这种准层序组中,新的准层序一般比老的准层序厚。

在退积式准层序组(图 3-2)中,一系列较新的准层序比下伏准层序含有更多沉积在深水海相环境中的页岩或泥岩。例如下临滨、三角洲前缘或陆架环境等准层序组中的最新的准层序全部由陆架上沉积的岩石构成。另外这种准层序组中较年轻的准层序一般比老的准层序薄。

在加积式准层序组中(图 3-2),岩相、岩层厚度以及砂泥岩比几乎没有变化。

二、准层序组横向岩相组合

在单井测井曲线上,各种准层序组具有不同的垂向表现,其在横剖面上,亦具有特征的横向表现方式。

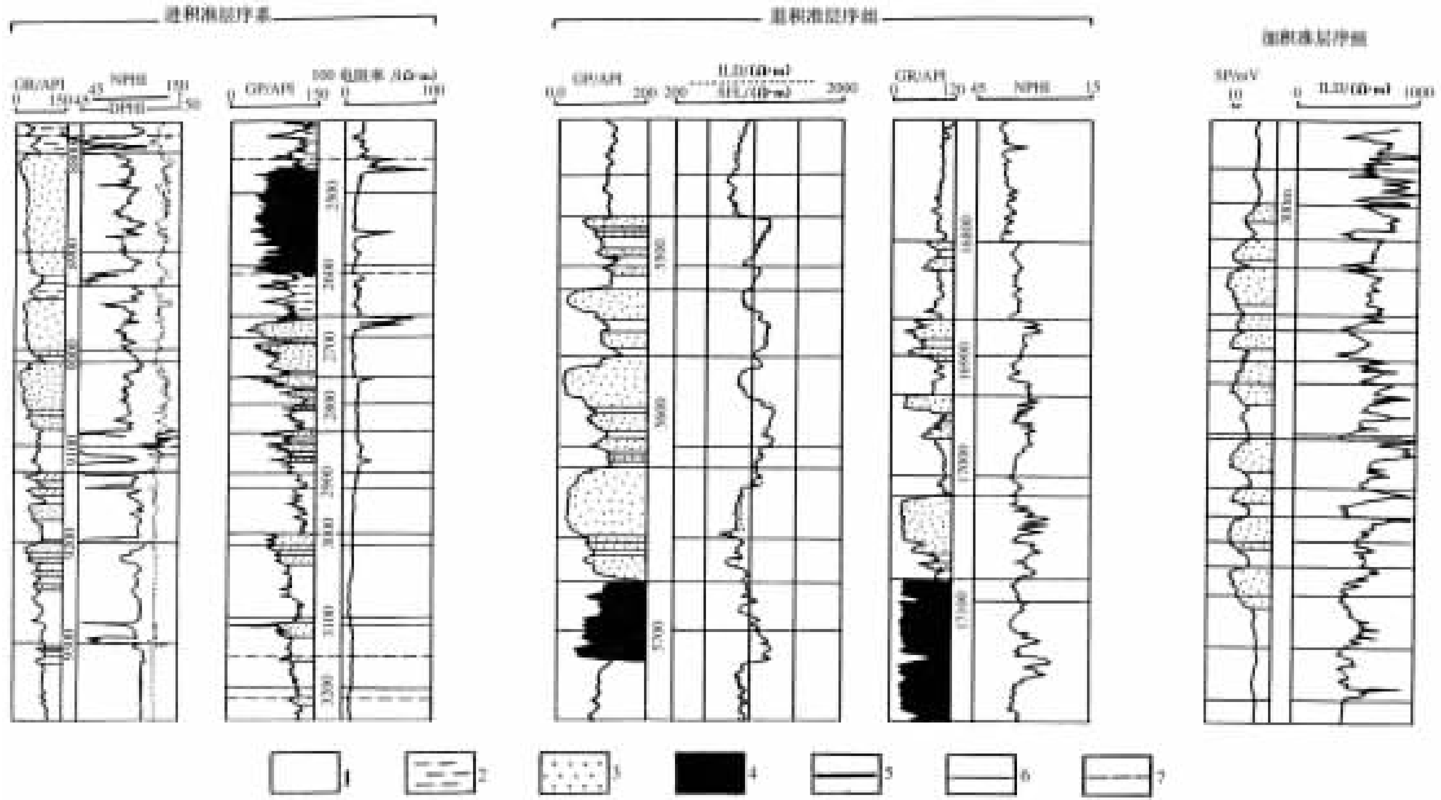


图 3-2　准层序组的测井曲线特征

（据 Wagoner，1990）

NPHI—中子孔隙度；DPHI—密度孔隙度；GR—自然伽玛；ILD—深感应；SFS—球形聚焦；1—河流相砂岩；2—海岸平原砂岩；3—浅海砂岩；4—陆架泥岩；5—准层序系边界；6—准层序边界；7—推测的准层序边界

准层序以海泛面为边界,准层序组以主要海泛面为界。在一个准层序内,浅水沉积相总是逐渐向盆地方向迁移,直至发生海泛。

在准层序组中,不同的准层序组其沉积相的迁移方向不同。在进积式准层序组中,浅水相带逐渐向盆地方向迁移。而在退积式准层序组中,沉积相带逐渐向陆地方向迁移。在加积式准层序组中,沉积相带不发生横向变化。

第四节 准层序组对比的意义

一、地层对比的概念

准层序和准层序组对比,通常可获得与用传统的岩性地层学对比方法所获得的大为不同的结果。传统的岩性地层对比是根据地层,即砂岩或泥岩段地层的“顶”。为了说明这方面的某些差别,这里将一条穿越一个进积准层序组和一个退积准层序组的示意横剖面,与典型的岩性地层对比剖面进行了对比(图 3-3 和 3-4)。

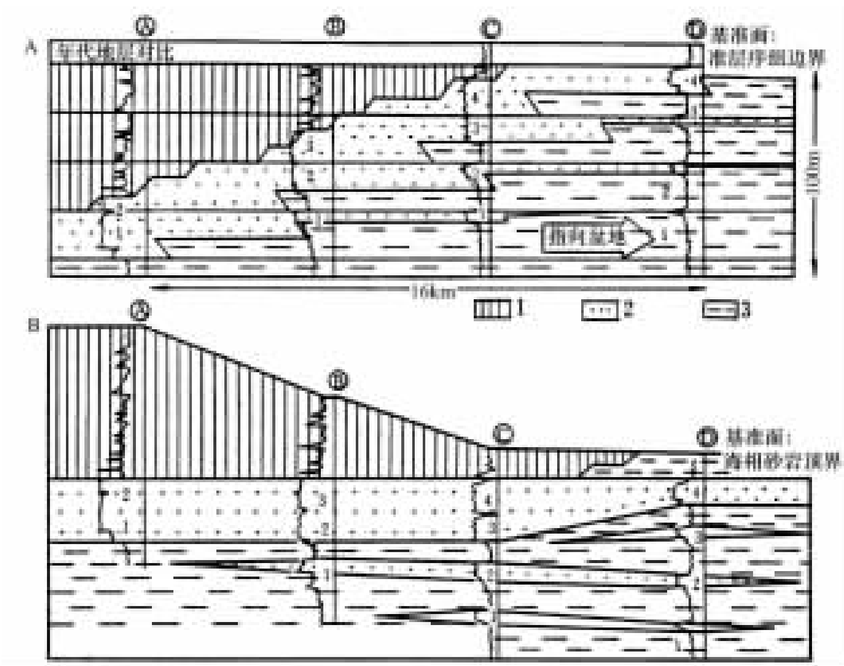


图 3-3 年代地层学对比方式(A)和岩性地层学对比方式(B)的比较(进积式准层序组)

(据 Wagoner,1990)

1—滨海平原砂岩和泥岩;2—浅海砂岩;3—陆棚泥岩;Ⓐ~Ⓓ—井位;

图中阿拉伯数字 1~4 代表准层序编号

二、岩性地层对比与年代地层学对比的差异

图 3-3 中的岩性地层剖面是以浅海砂岩的顶(面)作为标志层而建立起来的,因为这种边界有 3 个明显的特点:

① 通常是煤沉积的场所，从而提供了一个良好的测井曲线标志；

② 在 SP 和伽玛测井曲线上是最明显的界线；

③ 在各种测井曲线上，如沉积相测井、孔隙度测井，均提供了类似的电阻率响应，因而每种块状、浅海砂岩中的流体也是类似的。

按常规做法，如果这种基准面一旦选定，并且通过连接砂岩顶进行岩相对比，那么储层的连通性就会被夸大了，不同的砂岩成因也就被连接起来，其结果是可能的浅海砂岩储层就会被解释为向上倾方向变为海相页岩和泥岩。

图 3-4 中的岩性地层横剖面，是以每口井中最新的主要浅海砂岩顶作为标志层而建立起来的。这种分界是明显的岩性中断。由于其通常以电阻率突变为标志，因而此界面在测井曲线上，在所有的井中，均形态相似 且易于识别。应用这种界面进行测井曲线对比，可能会导致一个连续的、相对较薄的、浅海砂岩的解释结果。这样，储层的连通性被夸大了，而且可能的储集砂岩被错误地连成了具有统一油水界面的同一砂体。当开发资料表明，在这种储层中至少有两个油水界面的时候，地质学家通常加进一条断层，以解释开发资料和地层解释之间的矛盾差异。就在该套砂岩之上的页岩中通常保存有底栖动物群。应用初次出现的底栖有孔虫类作为对比手段产生了与应用砂岩顶所获得的对比结论一样的对比结果，因为这些生物受制于沉积相。

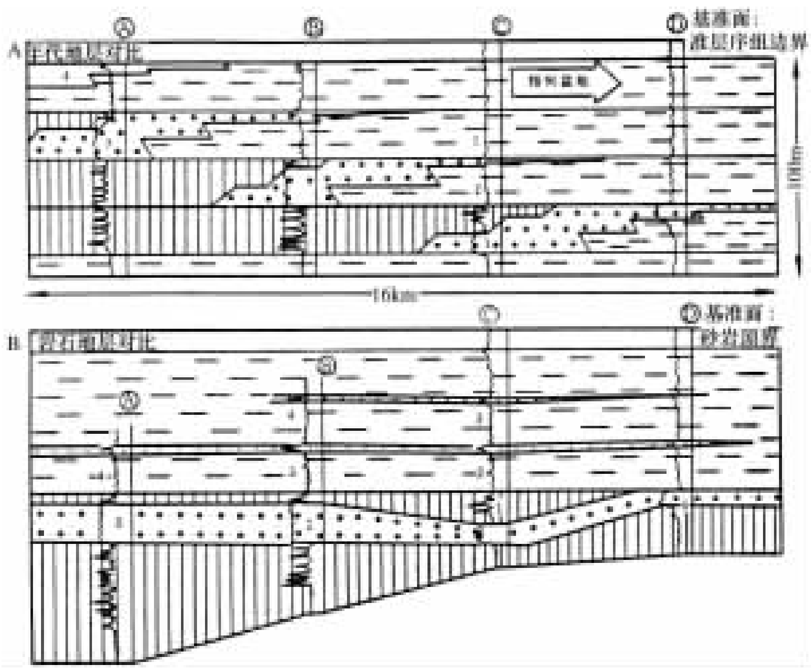


图 3-4　年代地层学对比方式（A）和岩性地层学对比方式（B）的比较（退积式准层序组）

（据 Wagoner，1990）

图例同图 3-3

图 3-3 中的进积式准层序组横剖面，是以准层序组边界为标志层而建立起来的。每个较新准层序的浅海和滨岸平原岩石均向上和向盆地方向逐次发育。浅海砂岩是有利的储集岩。由于许多砂体在泥岩中上、下是孤立的，因而保证了较差的垂向连通性并有可能隔开油

-水接触面。由于滨岸砂岩的混合作用，在海相岩石向上倾尖灭而变为滨岸平原岩石的尖灭区附近，有些可能的储集岩仍具有较好的垂向连通性。

图 3-4 中的退积式准层序组横剖面是以准层序组边界为标志层而建立起来的。这种边界可以向盆地追入该套页岩中具有特征的电阻率测井标志层。在连续沉积的、较新的准层序中的海相岩石，向陆地逐步发育或退积。每个准层序都是进积的，每套浅海砂岩向上倾方向相变而成为滨海平原岩石。在海相泥岩中，浅海砂岩储层上、下是孤立的，且通常具有独立的油-水界面。

第四章　层　序

第一节　概念及术语

一、层序的概念

1. 层序

层序是一套成因上相关的、相对整合的、连续地层序列；以不整合或与不整合相对应的整合为界。准层序和准层序组是层序的地层构成单元。

2. 层序的体系域组成

根据客观标准（包括边界面类型、准层序组的分布以及其在层序内的位置）可将层序进一步分成体系域。体系域被定义为同期沉积体系的组合，而沉积体系是成因上相关联的沉积相的三维组合。本书定义了四种体系域：即低水位、陆棚边缘、海侵及高水位体系域。低水位和高水位是描述性的术语，指在层序内的位置；当指体系域时，这些术语不表示时间间隔或在海平面变化周期或相对旋回上的位置。

3. 层序类型

在岩石记录中识别出了两类层序，即第Ⅰ类型和第Ⅱ类型的层序。识别Ⅰ类、Ⅱ类层序的主要标志是①层序边界的不整合类型；②层序边界之间的体系域组合。

第Ⅰ类型层序是由低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域所组成；其下伏边界为第Ⅰ类型的不整合及其对应的整合，即Ⅰ型层序边界。

第Ⅱ类型层序由陆棚边缘体系域、海侵体系域或高水位体系域所组成；其下伏边界为第Ⅱ类型的不整合及其对应的整合，即Ⅱ型层序边界。

关于Ⅰ型、Ⅱ型层序边界的定义将在下面讨论。

二、与层序相关的术语

1. 不整合

将较新和较老地层分开的面；沿此面，有地表剥蚀和削蚀的证据；在某些地区，还有相应的海底侵蚀或地表暴露的证据，并具有明显的沉积间断。该定义似乎比 Mitchum 所用的不整合的定义更为局限。本节所用的不整合定义不包括局部的、短暂的剥蚀作用和与地质作用伴生的沉积作用，如点砂坝的发育或风成沙丘的移动。

2. 整合

分开较新和较老地层的面；沿此面没有任何侵蚀或停止沉积的证据；并且沿此面亦没有任何明显沉积间断的表现。因此包括这样的一些面：在这些面上，仅有很缓慢的沉积作用，或很低的沉积物聚集速率；非常薄的沉积物但代表很长的地质时期。

第二节　盆地类型

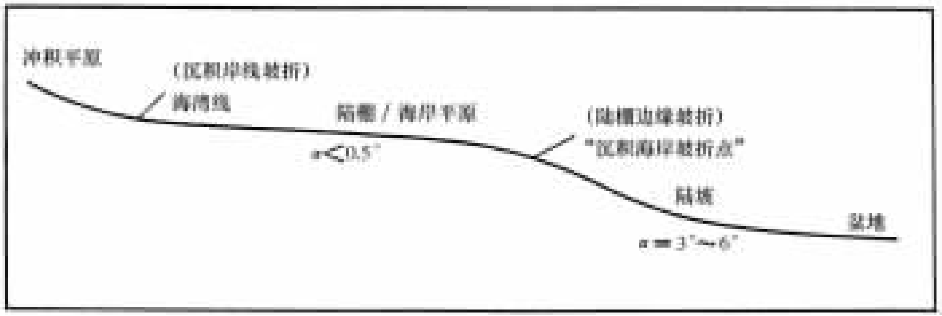
盆地的几何形态从根本上影响着第Ⅰ类型层序的地层格架；沉积于具有陆架坡折盆地

的Ⅰ型层序和沉积于具有斜坡边缘盆地的Ⅰ型层序相比，具有不同的低水位沉积组合(形态)。

根据盆地的几何形态可以将盆地划分出两种类型：

一、陆架坡折边缘型盆地

陆架坡折边缘型盆地具有如下特点(图 4-1)：



陆棚	水深/m
沉积海岸坡折点	0～10，非海相，港湾
平均沙体边缘；三角洲前缘	10，好天气浪基面
最大风暴三角洲前缘沙	30，平均浪基面
更深的沙属于前三角洲和盆地浊积岩	50，最大浪基面
	半深海至深海

图 4-1　陆架坡折边缘型盆地的形态

① 具有界线分明的陆架、陆坡及盆底地形；

② 陆架坡度小于 0.5°，陆坡坡度 3°～6°，沿海底峡谷壁坡度 10°；

③ 具有相对突变的陆架坡折，把陆棚沉积物与陆坡沉积物分开；

④ 从浅水区到更深的水区有相对突变的过渡带；

⑤ 具(倾斜的)斜坡地形格架；

⑥ 如果海底峡谷一旦形成，在沉积岸线坡折以下具有与海平面下降相应的下切侵蚀作用；

⑦ 具可能的盆底海下扇和斜坡扇的沉积作用。

一个理想的Ⅰ型层序的低水位、海侵和高水位体系域内的准层序和准层序组的分布格局受盆缘特征的控制。形成这种类型的准层序还必须满足以下条件：

① 足够大的河流体系，以切成峡谷并把沉积物供给盆地；

② 足够的可容空间，以保存准层序组；

③ 海平面下降的速度和幅度足以能下降至或略微越过陆架坡折并在此处沉积低水位体系域。

二、斜坡边缘型盆地

斜坡边缘盆地的形态及沉积作用有以下特征(图 4-2)：

① 平坦，具小于 1°的低角度斜坡，最常见的坡度小于 0.5°；

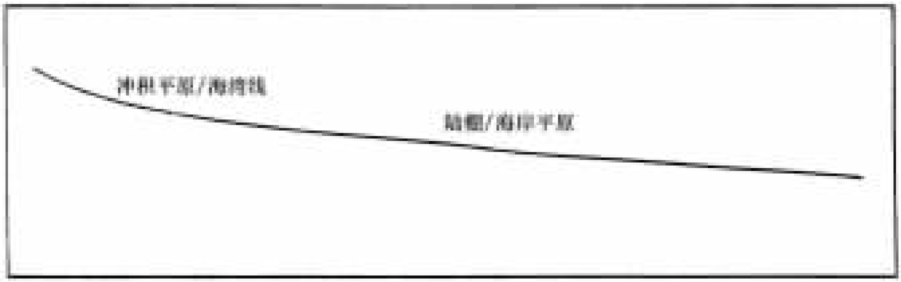


图 4-2　斜坡边缘型盆地的形态

② 叠瓦状至 S 形的倾斜形态；

③ 在缓坡和陡坡之间不存在一突变的坡折；

④ 从浅水区至更深水区，水体的深度没有突然的变化；

⑤ 因海平面相对下降，可使下切作用切至低水位滨岸沉积，但不会再向下进行；

⑥ 具有低水位三角洲及其他滨岸砂岩的沉积作用（盆地海岸扇及斜坡扇不大可能沉积在斜坡边缘上）。

第三节　体系域

体系域被定义为同期沉积体系的组合。根据体系域在层序内的位置，可进一步划分为低水位体系域、陆棚边缘体系域、海侵体系域及高水位体系域。

一、低水位体系域

低水位体系域处于层序的最低位置，底界为Ⅰ型层序边界、顶界为初始海泛面。低水位体系域由盆底扇、斜坡扇，以及低水位楔状体所组成（图 4-3）。

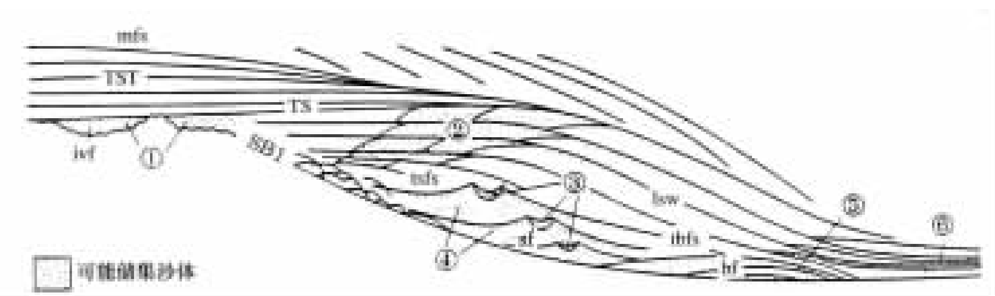


图 4-3　硅质碎屑岩低水位期沉积体系域

①—下切河谷充填砂；②—海岸带沙体；③—水流/漫滩水道沙体；④—漫滩沙体；⑤—盆底扇；⑥—低水位期前积楔状体的叠瓦状前端

1. 盆底扇

盆底扇主要是砂，由 Tab、Tac 和被削蚀的 Ta[①] 鲍马序列所组成。其似乎类似于 Mutti

① Tab、Tac 及 Ta 分别为浊积岩或浊流典型序列的 a、b 段，a、c 段及 a 段。

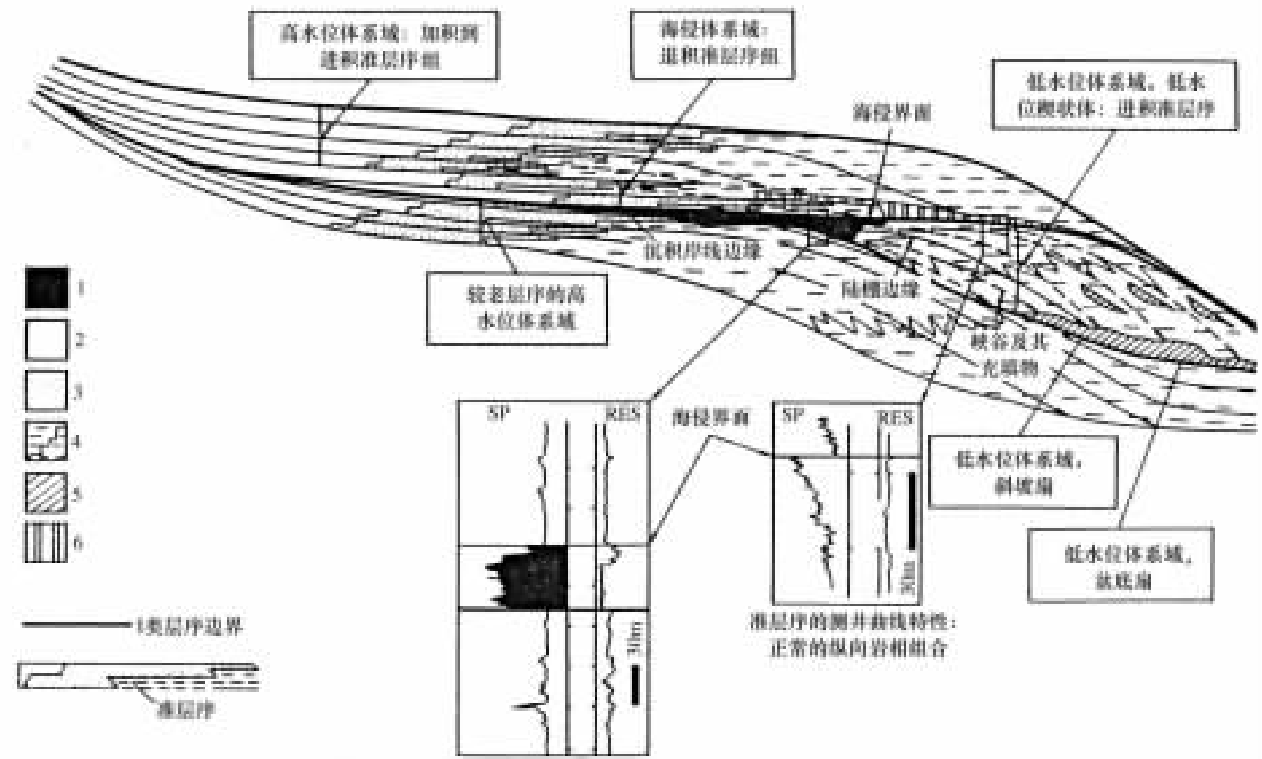


图 4-4　沉积于具陆架坡折盆地中的第Ⅰ类型层序的地层格架

（据 Wagoner，1990）

1—深切谷内的河流或河口湾砂岩；2—滨岸平原砂岩和泥岩；3—浅海砂岩；4—陆棚和陆坡泥岩及砂岩；5—海底扇，天然堤-河道砂岩；6—缓慢沉积段沉积物

的第Ⅰ和第Ⅱ类型的扇。盆底扇可能沉积在峡谷口处，也可能远离峡谷出口而广泛发育。峡谷也可能不明显。盆底扇在陆坡上或陆架上无同期的岩石。

2. 斜坡扇

由具天然堤的浊流沟道和漫滩沉积物所组成。它们上覆于盆底扇之上，并被上覆的低水位楔状体所下超。

3. 低水位楔状体

由一个或多个组成楔状体的进积式准层序组所组成；楔状体仅发育在陆架坡折的向海一侧（方向），并上超在先前层序的斜坡上。楔状体的近源部分由深切谷充填沉积物，及其陆架或上陆坡上的伴生沉积物所组成。楔状体的远源部分由厚而又多为页岩成分的楔状沉积单元所组成，该单元下超在斜坡扇上。楔状体准层序的测井曲线特征如图 4-4。

4. 深切谷

深切谷是下切的河流体系，其通过下切作用使河（沟）道向盆地延伸并切入下伏地层，以与海平面的相对下降相对应。在陆棚上，深切谷以层序边界为下边界，以首次主要海泛面为上部边界。图 4-4 左边的测井面线是通过深切谷充填沉积物的常见的测井曲线形态；据测井曲线形态解释为辫状沟道；其与陆棚泥岩呈突变接触。这种沉积环境的异常垂向伴生组合叫做沉积相向盆地的迁移，它是通过海平面相对下降而形成的。

沉积相向盆地迁移既可以是过渡沿积相被侵蚀的结果，也可以是由环境的快速迁移而缺乏沉积作用的结果。

区域地层分析表明，硅质碎屑岩层序中相当多的储层都发育在低水位体系域内。低水位体系域盆底扇、斜坡扇及前积复合体的测井曲线特征，见图 4-5、图 4-6 和图 4-7。

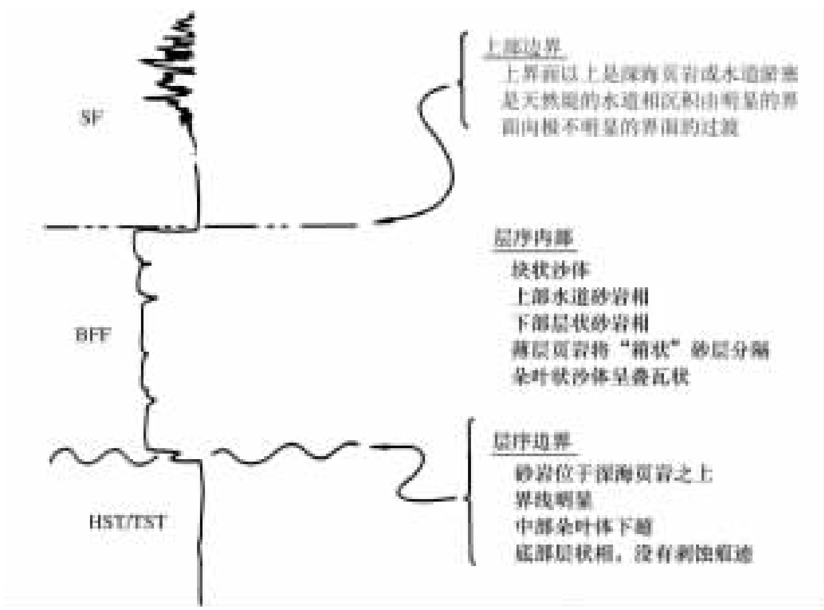


图 4-5　盆底扇的测井曲线特征

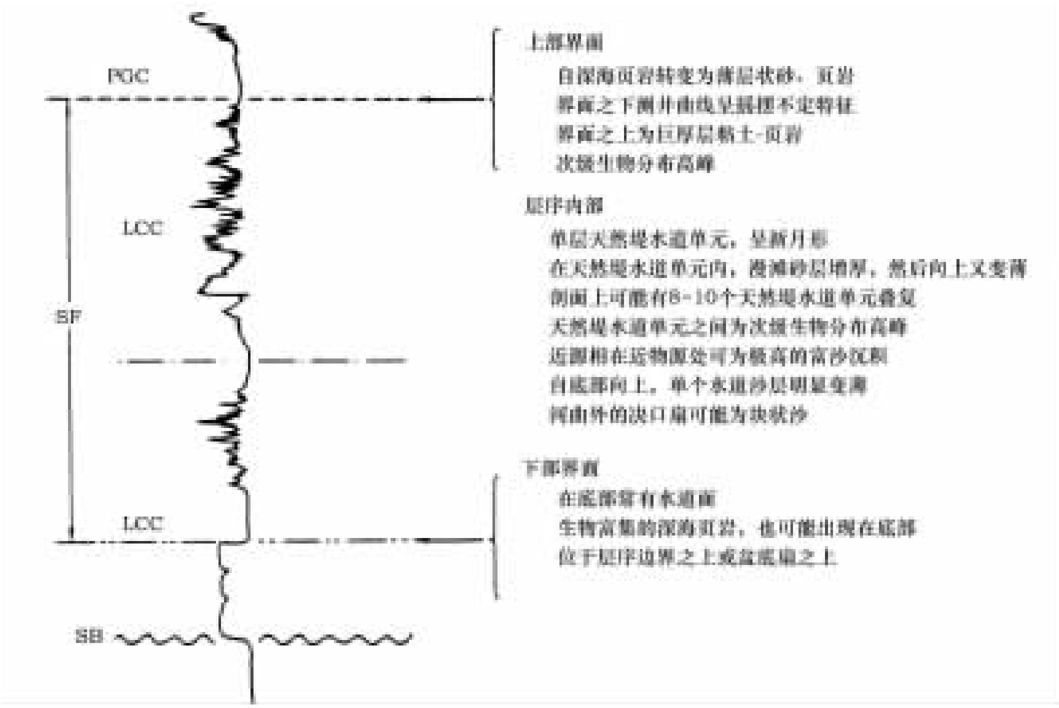


图 4-6　**斜坡扇复合体的测井曲线特征**

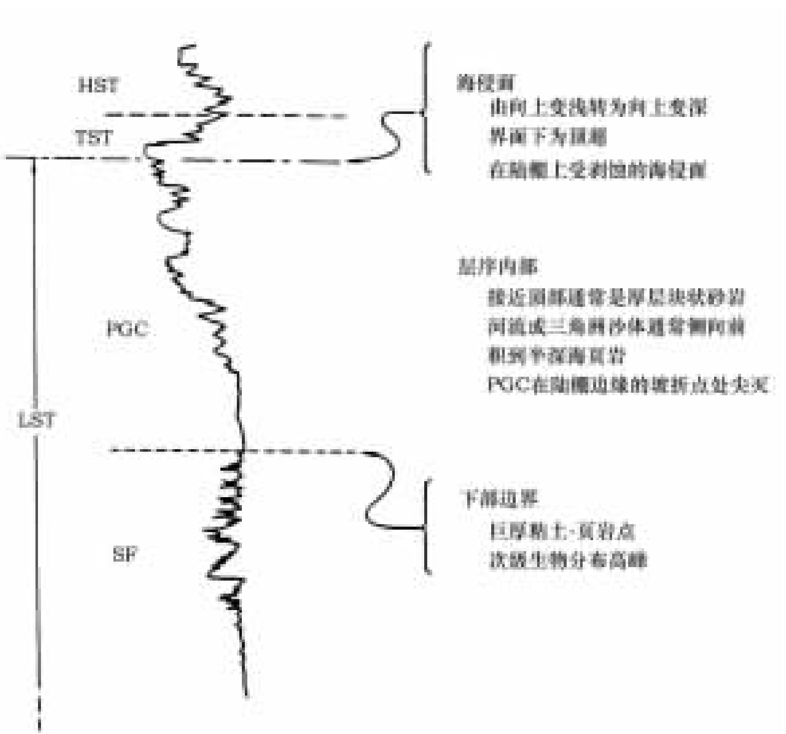


图 4-7　**前积复合体的测井曲线特征**

二、海侵体系域

海侵体系域下界为海侵面，上界为下超面或最大海泛面。海侵体系域测井曲线特征如图 4-4，图 4-8。海侵体系域内的准层序逐次向陆退积。其水体向上逐渐变深。与海侵体系域中最新准层序的上界相一致的下超面是大海泛面，即上覆高水位体系域的斜坡脚沉积合并在最大海泛面上且厚度非常薄，形成缓慢沉积层段。

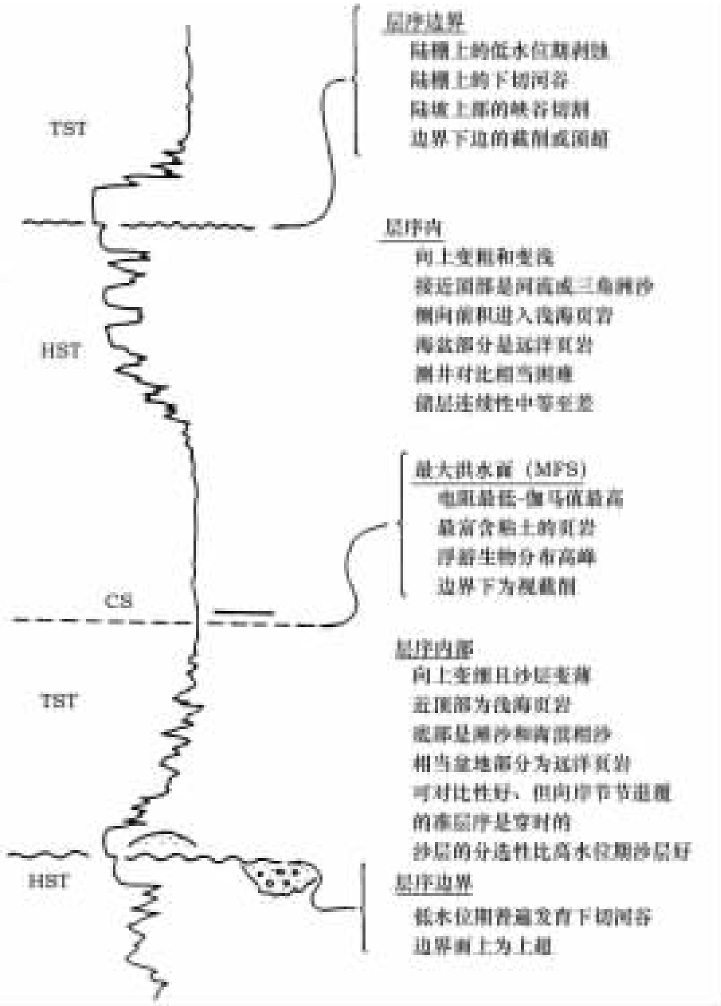


图 4-8　海侵体系域、高水位体系域的测井曲线特征

缓慢沉积层段是由薄层的半远洋或远洋沉积物所组成；这类沉积物是在准层序逐步向陆退积，而陆棚区又缺少陆源沉积物的时期沉积的。我们发现，在这种缺少陆源物质的层段内的动物群的分异度和丰度是整个层序中最大的。尽管缓慢沉积层段一般很薄，沉积物聚集速率很低，且经历了很长时间，但该层段内的沉积作用却是连续的。

缓慢沉积层段的这些特征对地层分析有重要意义。缓慢沉积层段很薄，在利用露头、岩心或岩屑确定生物地层年代时很容易漏掉缓慢沉积层段，造成生物地层记录中出现明显的时间间断，从而导致地质学家在连续沉积的地层中解释出一个重要的不整合面。

三、高水位体系域

高水位体系域下界为下超面，上界为下一个层序边界。早期的高水位体系域通常由一个加积式准层序组所组成，晚期的高水位体系域由一个或多个进积式准层序组所组成。理想的高水位体系域如图 4-4 所示。在许多硅质碎屑岩层序中，高水位体系域明显地被上覆层序边界所削蚀，如果被保存下来，其厚度较薄且富含页岩。高水位体系域的测井曲线特征如图 4-8。

四、陆架边缘体系域

是第Ⅱ类层序中最低的体系域，主要沉积在陆棚上，并由一个或多个轻微进积到加积的准层序组所组成，这些准层序组由上倾方向具滨岸平原沉积物的浅海准层序所组成。

第四节　层序内部的体系域组合特征

一、第Ⅰ类层序内部的体系域组合特征

第Ⅰ类层序内部的体系域组合见图 4-8。由低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域组成。

第Ⅰ类型层序的形成被认为是在沉积岸线坡折处，当海平面下降的速率超过沉降速率，并在那个区域产生了相对海平面下降的时期形成的。沉积岸线坡折是陆棚上的这样一个位置，该位置的向陆一侧（方向），沉积表面处于或接近基准面，通常是海平面；而该位置的向海一侧（方向），沉积表面在海平面以下。这个位置大体上与三角洲河口砂坝的向海一端或与滨岸环境的上临滨一致。

层序内的体系域分布在某种程度上取决于沉积岸线坡折和大陆架坡折之间的关系。大陆架坡折定义为由大陆架向大陆斜坡过渡的一个过渡带。陆架坡折的向陆一侧。坡度小于 1/1000，陆架坡折的向海一侧，坡度大于 1/40。

在现今的高（海）水位期间，陆架坡折的水深变化为 37～183m。在许多海盆中，在相对海平面下降时期，沉积岸线坡折离陆架坡折的向陆侧的距离为 160km 或更远一点。在另外一些海盆中，如果高水位体系域已进积到陆架坡折区，那么，在海平面相对下降时期，沉积岸线坡折可能位于陆架坡折处。

斜坡边缘型盆地和陆架坡折边缘型盆地的Ⅰ类层序内，海侵体系域和高水位体系域类似，但其低水位体系域不同。

图 4-4 和图 4-9 表示了第Ⅰ类型层序沉积作用的两个端元。在第一个端元中（图 4-4），海平面的相对下降，足以把低水位岸线推移到沉积岸线坡折之外而到达陆架坡折，可能导致了峡谷和海下扇的形成。在第二个端元中（图 4-9），也是海平面的相对下降，把低水位海岸线推移到了沉积岸线坡折之外，但没有到达陆架坡折，或在盆地中也根本就没有陆架坡折存在，因为这个边缘是一个斜坡，结果使得低水位体系域由相对较薄的楔状体所组成，而根本没有峡谷和海下扇形成。

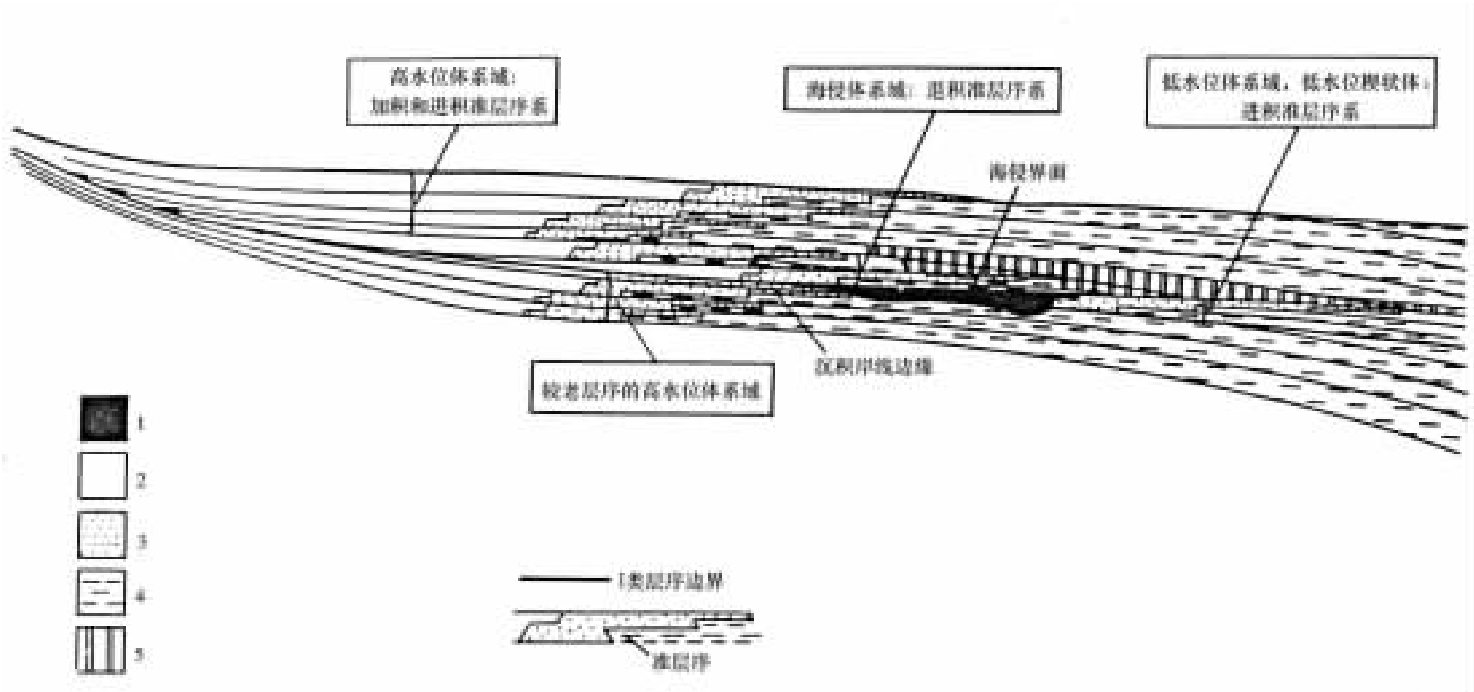


图 4-9　沉积于具斜坡边缘盆地的第Ⅰ类型层序的地层格架

（据 Wagoner，1990）

1—深切谷内的河流或河口湾砂岩；2—滨岸平原砂岩和泥岩；3—浅海砂岩；4—陆棚泥岩；5—缓慢沉积段沉积物

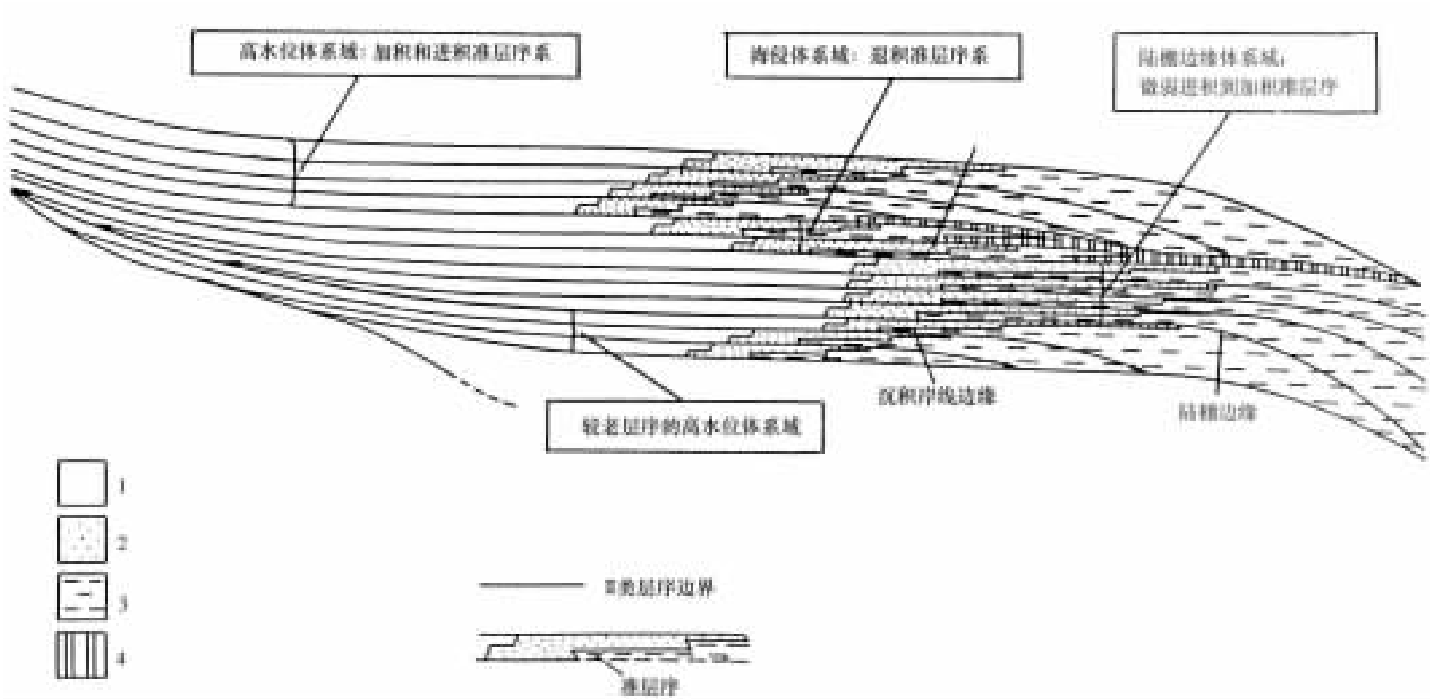


图 4-10　**第** Ⅰ **类型层序的地层格架**

（**据** Wagoner，1990）

1—**滨岸平原砂岩和泥岩**；2—**浅海砂岩**；3—**陆棚和陆坡泥岩**；4—**缓慢沉积段沉积物**

二、第Ⅱ类层序内部的体系域组合特征

第Ⅱ类型层序中的准层序组及体系域的分布如图4-10所示。第Ⅱ类层序中最低的体系域是陆棚边缘体系域。陆棚边缘体系域的底界是第Ⅱ类型层序边界，而其顶界是陆棚上第一个明显的海泛面。第Ⅱ类型和第Ⅰ类型的海侵体系域和高水位体系是类似的。

沉积在斜坡边缘上的第Ⅱ类型层序（图4-10）和第Ⅰ类型层序（图4-9）总体上类似；两者都缺少扇和峡谷，并且其两者初始的体系域（第Ⅱ类型层序的陆棚边缘体系域，及第Ⅰ类型层序的低水位体系域）均是在陆棚上沉积的。然而，第Ⅱ类型层序和沉积在斜坡边缘上的第Ⅰ类型层序不同，其在沉积岸线坡折处没有任何相对的海平面下降。因而第Ⅱ类型层序也就没有下切谷，并且其也缺少明显的侵蚀削蚀；第Ⅱ类型的层序边界被认为是在现序的（当时的）沉积岸线坡折处，在海平面下降时期，在海平面下降的速率略小于或等于盆地沉降速率时形成的。这意味着对第Ⅱ类型的层序边界来说，在沉积岸线坡折处，没有任何相对的海平面下降。

第五节　层序边界特征

一、层序边界的定义

层序边界是不整合及其对应的整合，是横向上连续广泛分布的面，这个面至少覆盖了整个盆地，并且可以同时发育在世界范围内的许多盆地中。层序边界把边界之下的所有地层与边界之上的所有地层分隔开来，具有年代地层学意义。

二、层序边界的识别标志

世界上绝对大数盆地发育Ⅰ型不整合层序边界，沿此不整合向盆地中央可追入整合面中，因此识别不整合面成为识别层序边界的关键。不整合面在各种资料中都有明显的标志。

1. 地震剖面上不整合面的识别标志

地震剖面上不整合面主要根据同相轴的反射终止方式来判别，这些反射同相轴之上有上超现象，之下有削蚀、顶超现象。

（1）削蚀（削截、侵蚀）现象

层序顶部反射终止类型，既可以是下伏倾斜地层的顶部与上覆水平层间的反射终止，也可以是河床底面侵蚀造成的下伏水平地层反射终止。它代表一种侵蚀作用，说明下伏地层沉积之后，经过强烈的构造运动或者强烈的切割侵蚀。削蚀面是层序边界的组成部分。

（2）上超现象

层序的底部在前期层序界面逐层上超。它表示由于构造沉降或气候变潮湿，湖盆水域不断扩大情况下逐层超覆的沉积现象。根据距离物源的远近，上超又分成近端上超和远端上超。陆相断陷湖盆盆地较小，物源主要来自缓坡地带，且供应较充分，沉积物常被携带穿越凹陷中心到达陡坡地带，形成远端上超。

（3）顶超现象

由于沉积作用的上界面形成的反射终止，见于层序的顶界面，通常以很小的角度，逐步

收敛于上覆层序底面反射上，这种现象在地质上是一种时间不长、由于沉积基准面太低而产生的沉积物过路现象，代表无沉积作用或水流冲刷作用的沉积间断，故顶超面是一种不连续面。

下超面的产生是由于沉积速度不大于沉降速度，沉积物向盆地推进的结果。需要说明的是，在远离海岸的半深海、深海环境中，陆源物质供应不到，出现了“水下沉积间断”，上覆地层向层序边界的下超属于绝对的下超，因而是一种不整合反射标志。但陆相湖盆面积小、物源近、陆源碎屑物供应丰富，通常情况下只要湖泊存在，任何地方都有沉积作用，只是厚薄、粗细的差别而已。下超面的形成是由于远源泥岩的沉积速率相对低于近源碎屑的沉积速率，使边缘沉积厚而盆地中心沉积薄，造成反射同相轴从边缘向中心逐渐向下“收敛”的情况，因此湖相地层中，下超面实际上是一种整合面。

2. 古生物特征识别标志

（1）生物(贝壳)碎屑层

生活在浅水环境中的含壳类生物，死亡后壳体经湖浪作用搬运至岸线附近，后期受湖水的不断冲刷破碎，形成贝壳碎屑层，其中壳体破碎严重，难以辨认其属种，并且呈混杂状堆积。因此它可以反映滨岸环境，当其上地层为反映水体逐渐或突然加深的沉积相类型时，这些碎屑层便可以近似代表准层序或准层序组的顶，并可能代表层序的顶界。在东营凹陷草13-15 井 1316m，金 31 井 1300.27m 都发现这种生物碎屑层，具底冲刷，与第八层序顶界有良好的对应关系。

需要注意的是，浅湖地带水底氧气供应充足，淤泥中有机质丰富，适宜壳类生物生活，沉积物中常保存丰富的壳体，甚至形成贝壳层，一般情况下这些壳体保存完好，排列有序。贝壳层和贝壳碎屑层比较相似，但它在指示层序边界上无任何意义，所以应注意避免和贝壳碎屑层混淆。

（2）植物根迹化石

根迹化石是岩芯中最易识别的遗迹化石，其种类繁多，生态特点复杂，虽不能绝对地都作为暴露标志，但大都为陆面或极浅水环境下的产物。从植物生理特点看，生长在大于 1m 水深中的植物，根系特别微弱，仅分布于沉积物表面，这是因为根的固着和吸收水分的功能在此并不重要。在后期沉积成岩过程中，在各种物理作用和化学作用的改造下，这些微弱根系很难得到保存。而生在陆上或极浅水中的植物，由于固着和吸收水分的需要，根系较粗且扎根深，往往能够免遭后期破坏而保存。因此在层序边界的识别过程中，可以根据上、下地层中植物根迹化石纵向上的变化推断层序边界的位置。

在东营凹陷辛 9-25 井 2394m 与孤南 24-1 井 2105m、金 31 井 1342m 的地层中，均发现植物根迹化石，有些伴生有铁质结核，它们分别位于 T_4 和 T_3 反射界面(第五层序底、顶界)附近。

（3）遗迹化石

生物遗迹对环境条件的变化相当敏感，有时可以反映出在岩性剖面上没有表现出来的沉积间断面。据 S. G. Pemberton(1992)研究结果表明，有些遗迹化石类型(如 *Glossifungites* 痕迹相)的出现可以代表不连续沉积界面。

Glossifungites 痕迹相带化石的主要特征是：①垂直层面的圆柱形、U 形潜穴；②在某些潜穴内具前进式螺形迹；③对造迹生物来说，潜穴具有居住和摄取悬浮食物的双重功能；④

分异度低，但单个痕迹化石的丰度可以很高。

在东营凹陷牛38井对应第五层序底界的T_4反射界面附近的2775m地层中，暗红色泥质粉砂岩表面分布有*Glossifungites*痕迹相。在辛15井1965.3m地层中可见水平状觅食迹。

（4）生物数量的变化

层序是某一控制因素作用下所形成的一套地层，其中所含生物数量从下到上应该是渐变的，从多到少或从少到多因沉积环境不同而定。但层序边界上下的地层，由于湖水深度、沉积环境等的很大差异，生物数量差别很大。利用这一点，当地层中相邻两层内生物数量有突变时，就可以考虑它可能是层序边界了。

济阳坳陷中对应T_7、T_6、T_3反射的第二层序底界面、第四层序底界面、第六层序底界面上下，腹足类、介形类、轮藻的形成、种属的数量均有突变（图4-11）。

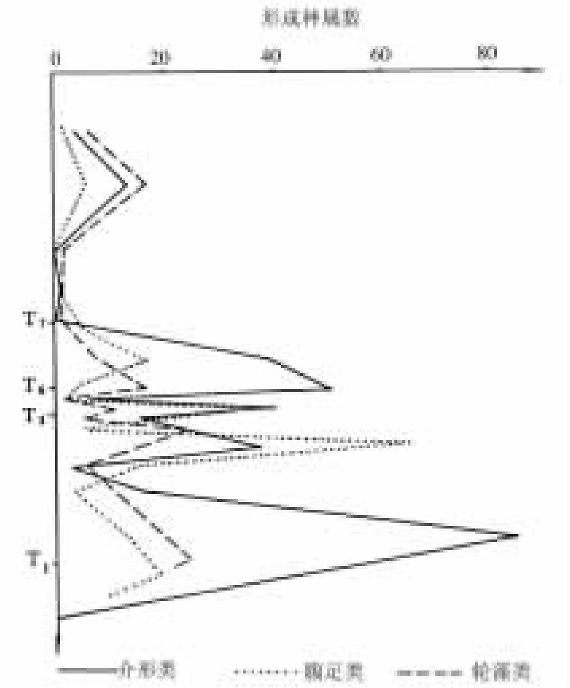


图4-11　济阳坳陷下第三系生物形成种属曲线图

（据姚益民等，1992）

（5）生物种属的变化

上、下地层中的化石所代表的时代相差较远，或古生物化石群发生突变，出现生物演化的不连续或生物种属的突变，都说明地层之间发生过沉积间断或长时间的侵蚀风化，是不整合（层序边界）存在的证据。

统计东营凹陷下第三系地层中的介形类、瓣鳃类、藻类和孢子花粉的演化历史，得到东营凹陷下第三系主要化石垂向分布图和东营凹陷下第三系古生物特征综合图（图4-12），都反映出生物种属的突变和层序边界有良好的对应关系。

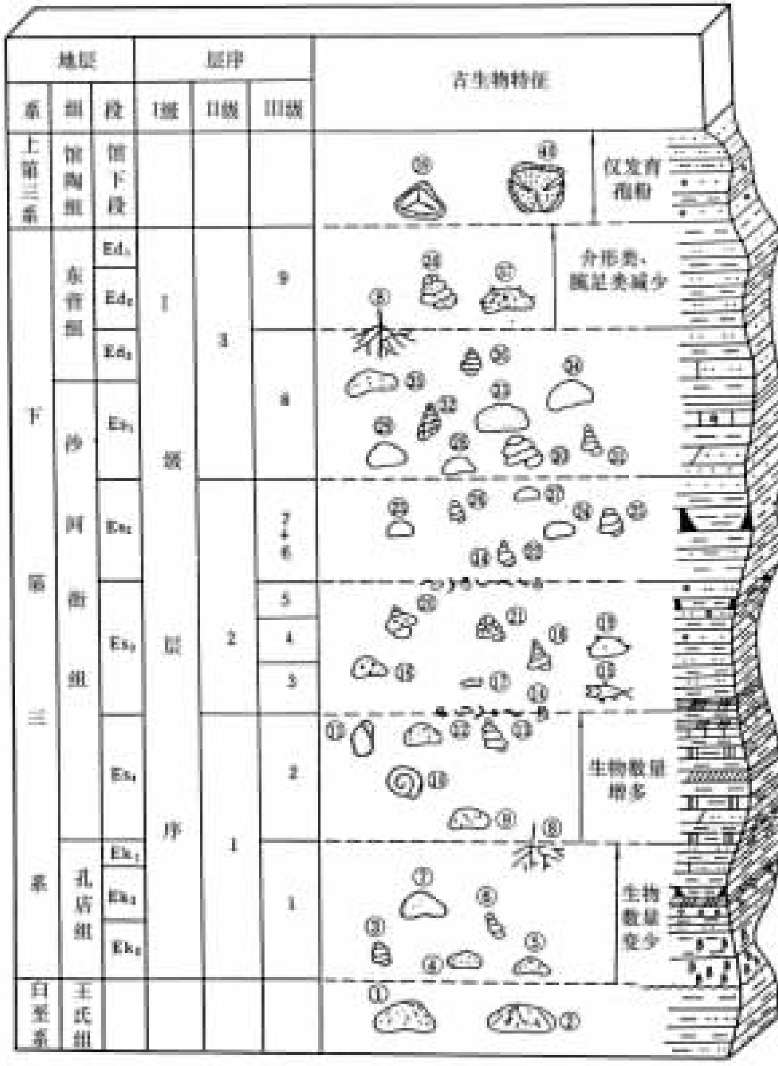


图 4-12　东营凹陷下第三系古生物特征综合图

1—穴状女星介；2—大假伟女星介；3—平旋中华扁卷螺；4—五图真星介；5—潍县湖花介；6—近柱状滴螺；7—沼泽拟星介；8—植物根；9—火红美星介；10—中华扁卷螺；11—小河北螺；12—南星介属；13—高锥小河北螺；14—贝壳碎片；15—鱼化石；16—隐瘤华北介；17—小型拟星介；18—扁平高盘螺；19—脊刺华北介；20—三脊塔螺；21—东方刺柱螺；22—阶状似瘤母螺；23—卵形拱星介；24—肥大华花介；25—粗状拟黑螺；26—坨状拟黑螺；27—长形拱形介；28—盘河小豆介；29—椭圆洼星介；30—拟泽螺；31—微小胁盘螺；32—横胁圆松螺；33—辛镇广北介；34—高西营介；35—李家广北介；36—瘤脊底脊螺；37—华花介(*chinocythere*)；38—塔形塔螺；39—*polypodiaceaesporites*(孢属)；40—*pinaceae*(粉属)

3. 地球化学标志

1）在湖盆边缘，当湖泊收缩，层序边界暴露大气中时，下伏地层常遭受风化作用和表生成岩作用，导致接近层序界面氧化物矿物(如褐铁矿等)含量增加。因此褐铁矿高值在某种程度上可以指示层序边界的存在，在辛 15 井褐铁矿含量剖面图中，对应 T_3 反射(第五、第

六层序分界）褐铁矿含量有明显峰值（图 4-13）也证明了这一点。

2）在湖盆中心，可以用对水深特别敏感的 Mn^{2+} 和 Fe^{2+}/Mn^{2+} 比值的相对变化判断层序边界的存在。Fe^{2+}、Mn^{2+} 是两种性质比较相似的元素，Fe^{2+}/Mn^{2+} 比值表示近岸指数，其值越小，表示离岸越远（水体越深）。前面讨论过，简单断坳层序，开始发育时水体特别深，之后缓慢变浅。也就是说简单断坳层序底界面之下为浅水沉积，之上为深水沉积。因此用 Fe^{2+}/Mn^{2+} 比值的突变可以作为层序边界的识别标志之一。在牛 38 井 3288m 附近，Fe^{2+}/Mn^{2+} 比值出现峰值（4-14），而且依据其他资料综合得知，这个深度附近就是第四层序的底界。

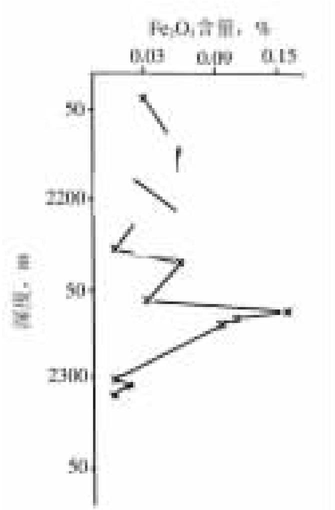


图 4-13　辛 15 井 T_3 附近褐铁矿含量变化趋势图

（据姜在兴等，1994）

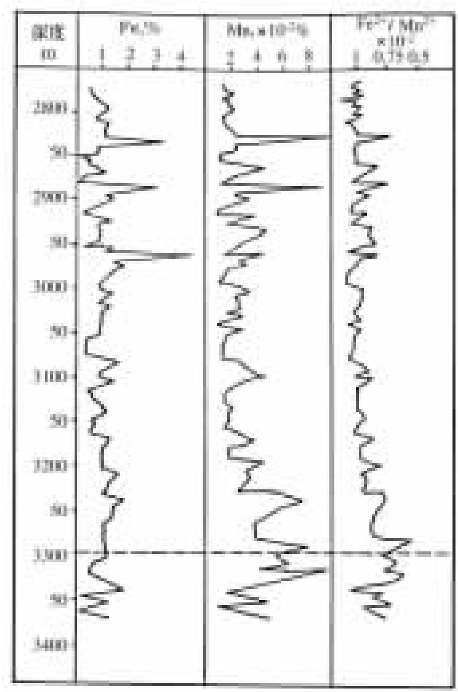


图 4-14　牛 38 井微量元素变化与层序边界关系

4. 沉积学标志

（1）相突变

根据“相序递变”规律，只有横向上成因相近且紧密相邻而发育着的相，才能在垂向上依次叠覆出现而没有间断。所以说横向上相距较远的相类型在垂向上相邻出现，意味着之间必然有一沉积间断。在野外露头剖面或钻井剖面中用相序的突变来确定层序边界是一种非常有效的途径。

（2）古土壤层

古土壤是沉积间断的产物，这种间断表现出的特殊性是既没有明显的沉积作用，又没有遭受较强的剥蚀作用，在层序地层学中是识别层序面的重要标志之一。古土壤的识别标志有：

1）颜色，发育完整的古土壤层纵向上颜色递变顺序为灰绿→杂色→土红→暗红→暗紫；

2）伴有植物根遗迹化石；

3）原生沉积构造退化特征：在同一土壤层内，向上沉积物硬结度变小，沉积构造破坏逐渐变强；

4）含钙质结核或铁质结核。

（3）微观（成岩）标志

在海相碳酸盐岩地区层序地层学研究中，利用微观成岩信息识别不整合面取得了很大的进展。Ginsburg（1992）明确阐述了海平面变化对碳酸盐岩早期成岩作用的影响，Tuckey则系统总结了层序地层与成岩作用的关系，认为不同的海平面旋回及不同的气候条件，会出现不同的成岩作用类型。据此 Akihiro Kano 提出了成岩层序地层学的概念，他认为浅水碳酸盐岩层序中的岩石成岩特征，如胶结物及溶孔，可帮助认识不整合面。原因是，在部分暴露于水上的大陆架碳酸盐岩横剖面上，随埋深增加成岩作用序列分别是渗流作用、淋滤作用、潜流作用和深埋作用，当该大陆架完全被上升的海平面浸没时，则其就在海底环境中接受碳酸盐沉积物。这样该陆架的岩石就由两个部分构成：上部为海水成岩相的岩石，下部为淡水成岩相的岩石，不整合就位于上部成岩相与下部成岩相之间。

在陆相盆地中，对应不整合面或沉积间断面，其上下地层中的成岩作用应该有差别，但由于：①碎屑岩暴露地表时成岩作用较弱，且受后生成岩作用改造较强，故其信息不易在地层中保存而被识别；②湖水盐度小，与大气淡水物理化学性质的差别不如海水与大气淡水的差别那样大，因此地层浸于水下和暴露地表遭受大气淡水淋滤，其成岩作用差别不明显。所以湖相地层中应用微观成岩信息识别不整合面还存在许多困难。相信随着各种储层测试技术的提高，利用成岩信息识别层序边界将是一个很有希望的研究方向。

5．测井曲线特征

（1）地层倾角测井曲线上的响应

沉积间断或不整合面上下地层产状通常不一致，在地层倾角测井曲线上有明显的反映；反过来，通过识别地层倾角测井上矢量图模式的变化，也可以推断沉积间断或不整合面的存在。图 4-15 是东营凹陷草桥地区草 20-9-8 井的倾角测井资料，在井深 997m 附近，矢量图变化很大，解释结果见图 4-15 右侧。

（2）其他测井曲线上的响应

一般来说，平均钍、铀和钾值的突变是放射性矿物成分的比例关系有很大变化的指示，这种变化常发生在沉积环境和成岩作用条件变化的时候，通常和不整合的存在有关系，因此利用自然伽马能谱测井可以探测不整合（图 4-16）。

此外自然电位、自然伽马、视电阻率曲线等在层序边界附近也有剧烈变化，例如，自然电位的基线强烈偏移、视电阻率值的突增或突减等（图 4-17）。

6．综合分析

前面分别讨论了在各种资料中层序边界的识别方法。事实上，对同一边界，不同资料上会同时都有一定的响应，只有随着地质环境的差异，同种资料的反映强度差别很大，例如某些微量元素的相对含量变化往往在湖盆边缘地区、浅水地区对水深变化不太敏感，不能作为识别层序边界的指标；但深水地区，对水体变化相当敏感，成为很好的示边界指标。

层序边界的识别是层序地层学研究的基础，只有将层序边界找准，后面所做的层序对比、层序内部细分及层序演化特征的研究才显得很可靠。有些地质、地球物理信息，由于受外界条件的干扰，在不是层序边界的地方也可能出现一定的异常而造成层序边界存在的假

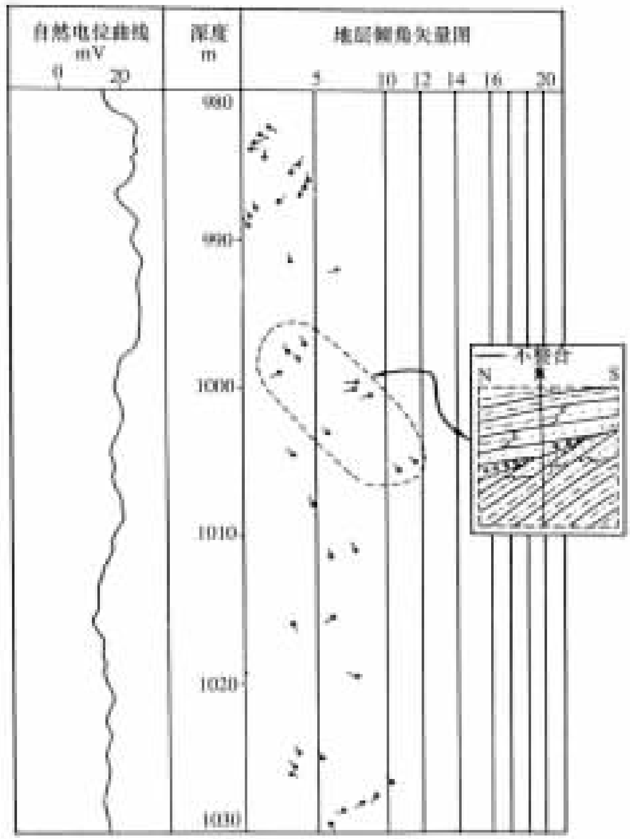


图 4-15　东营凹陷草 20-9-8 井 T_1 附近地层倾角矢量图

象。这些标志是层序边界存在的必要条件，而不是充分条件，进一步说明在判断层序边界时，不能单纯根据某一信息的异常变化，而要同时在地震剖面上、测井曲线上、露头剖面上的和钻井剖面中的岩性、岩相特征上，古生物组合上，微量元素的变化上找尽量多的证据，以期划分准确。

三、深切谷的特征

深切谷是海相层序底界最明显的标志之一。深切谷的宽度可以从几公里变到数十公里。其深度可从几十米变到几百米。深切谷的形成和充填分为两个阶段。第一个阶段由侵蚀作用、沉积物路过侵蚀谷以及在低水位岸线处的沉积作用所组成，对应于海平面的相对下降。第二阶段由谷内的沉积作用所组成，对应于海平面的相对上升，一般在低水位期晚期或海侵体系域发育时期。

因为深切谷是形成在这样两个不同的时间阶段，所以其充填物可由沉积于各种环境的不同岩石类型所组成。深切谷上游区域内的沉积环境及所共生的岩石类型包括：河口湾环境和辫状河砂岩、河流砂岩，潮汐水道砂岩或滨岸平原砂岩、泥岩或煤。这些沉积物，位于层序边界之上，一般直接沉积在层序边界之下的陆棚泥岩及薄层砂岩之上，同时层序边界之下没有沉积过渡性岩石或者被侵蚀了。这种沉积相的异常垂向组合则标志着沉积相向盆地的

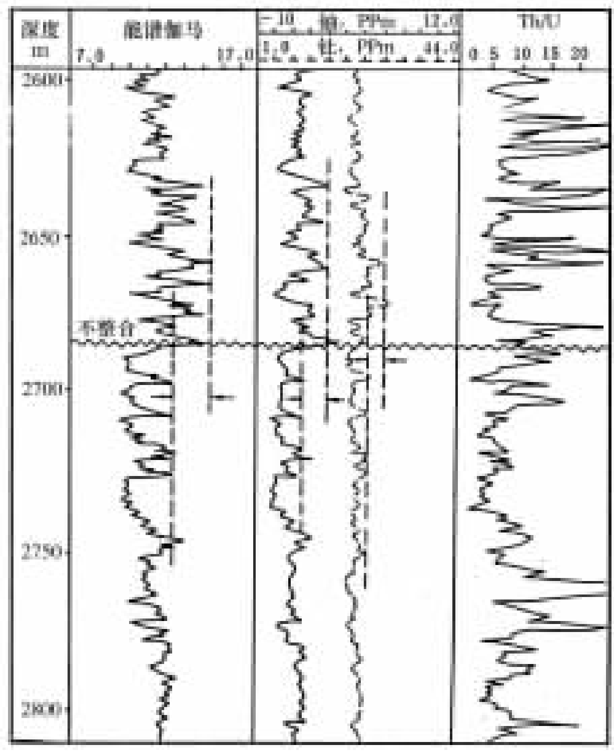


图 4-16　**东营凹陷史深** 100 **井不整合在自然伽马能谱测井上的响应**

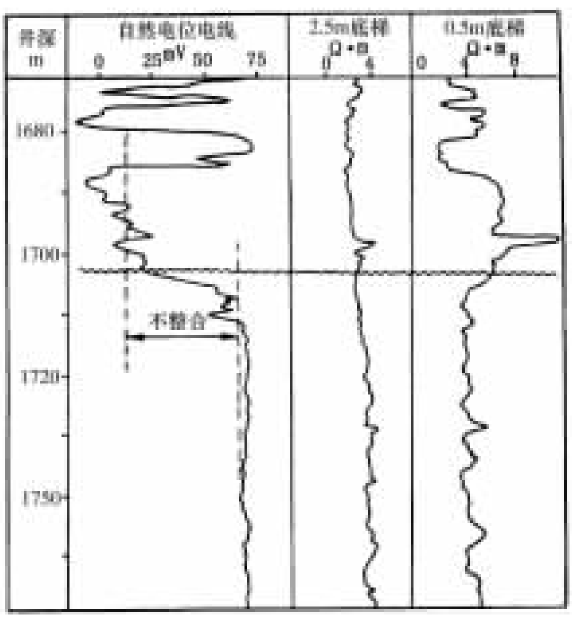


图 4-17　**东营凹陷纯** 8 **井第** 8 **层序顶界**
电测曲线响应特征(据纪友亮等,1996)

迁移。如果在低水位末期，粗粒沉积物的沉积速率相对低于海平面上升的速率，那么深切谷也可被海相泥岩所充填。

深切谷下游沉积环境及共生岩石类型包括：低水位三角洲及潮坪砂岩和泥岩，滨岸及河口湾砂岩。这些浅海相地层，若是在滨岸或三角洲环境的情况下，则多形成一个或多个进积式准层序。

深切谷的邻区侵蚀面过渡为地表暴露面，以土壤或根土层为标志。深切谷特征见图4-18，图4-19。

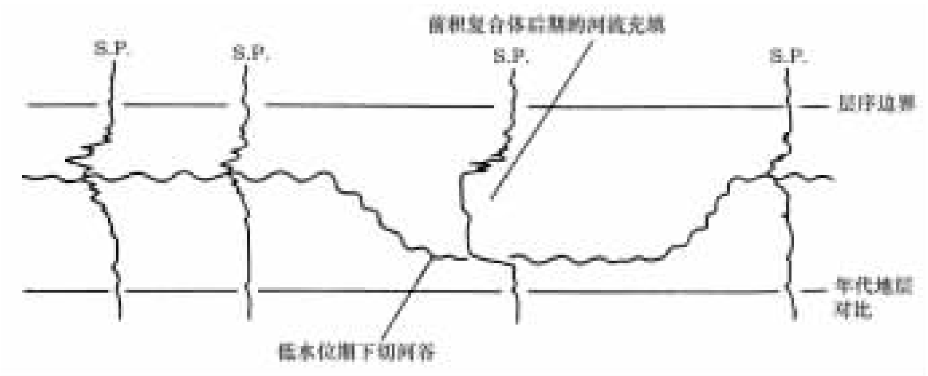


图 4-18　水道充填形成的层序边界

为了正确地解释测井、岩心及露头的各种Ⅰ类层序边界，必须弄清深切谷与支流河道的区别，从而建立一个准确的年代地层系统。图4-20将剖面中相的纵向组合特征解释为深切谷而不是分支河道或局部河道沉积，因为这个谷太宽，不可能是分支河道。深切谷边缘的地层，是远源海相砂岩和陆架泥岩，而不是三角洲前缘或河口坝沉积。谷地沉积物沿一定的界面，如层序边界充填，这种沉积物分布广泛，不限于一个三角洲朵体。

在岩芯和露头中心分支流河道和深切谷的一重要标志是：深切谷底部的层序边界在侵蚀与沉积之间有一明显的间断存在。在海泛并充填深积物之前，在低水位时深切谷底部可以形成根土层、土壤层、潜穴层等。而支流河道流量大时总是充满淡水，如果流量小就充满咸水，因此支流河道底部暴露地表的证据不明显。

在测井横剖面上或在一个相对连续的露头中，常根据河道宽度及横向相变关系分析来区分支流河道和深切谷。支流河道相对较窄，现代密西西比河支流河道宽度在153～1673m之间。深切谷宽度常为数公里，甚至宽度数十公里。

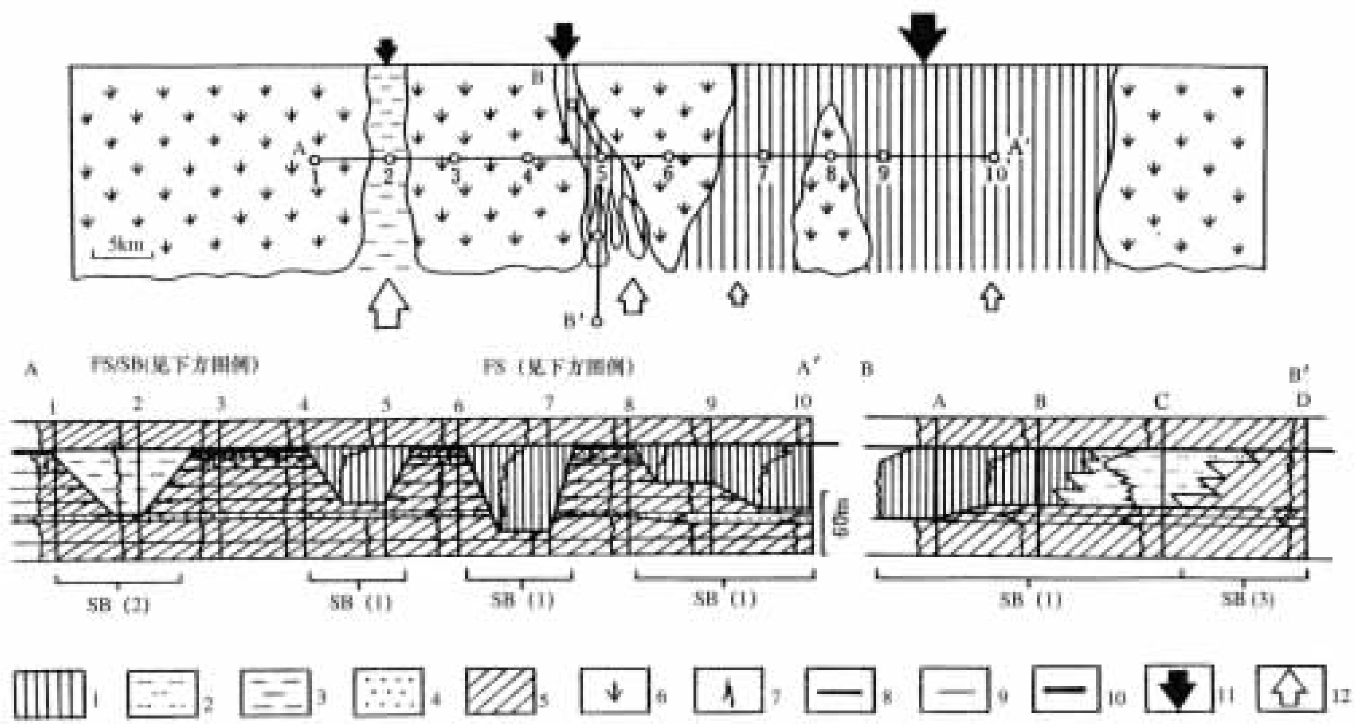


图 4-19　**用地质图和横剖面解释陆架上各种不同特征的** I **类层序边界**

(**据** Wagoner，1990)

1～3—**深切谷充填物**；1—**辫状河砂岩**；2—**河口湾砂岩**；3—**海相泥岩**；4—**下临滨砂岩**；5—**陆棚泥岩**；6—**出露地表**；7—**植物根层或土壤层**；8—SB(**即准层序边界**)；9—FS(**即海泛面边界**)；10—FS/SB(**即海泛面与层序边界重合**)；11—**粗粒沉积物供给速度与方向**；12—**相对海平面上升速度与方向**

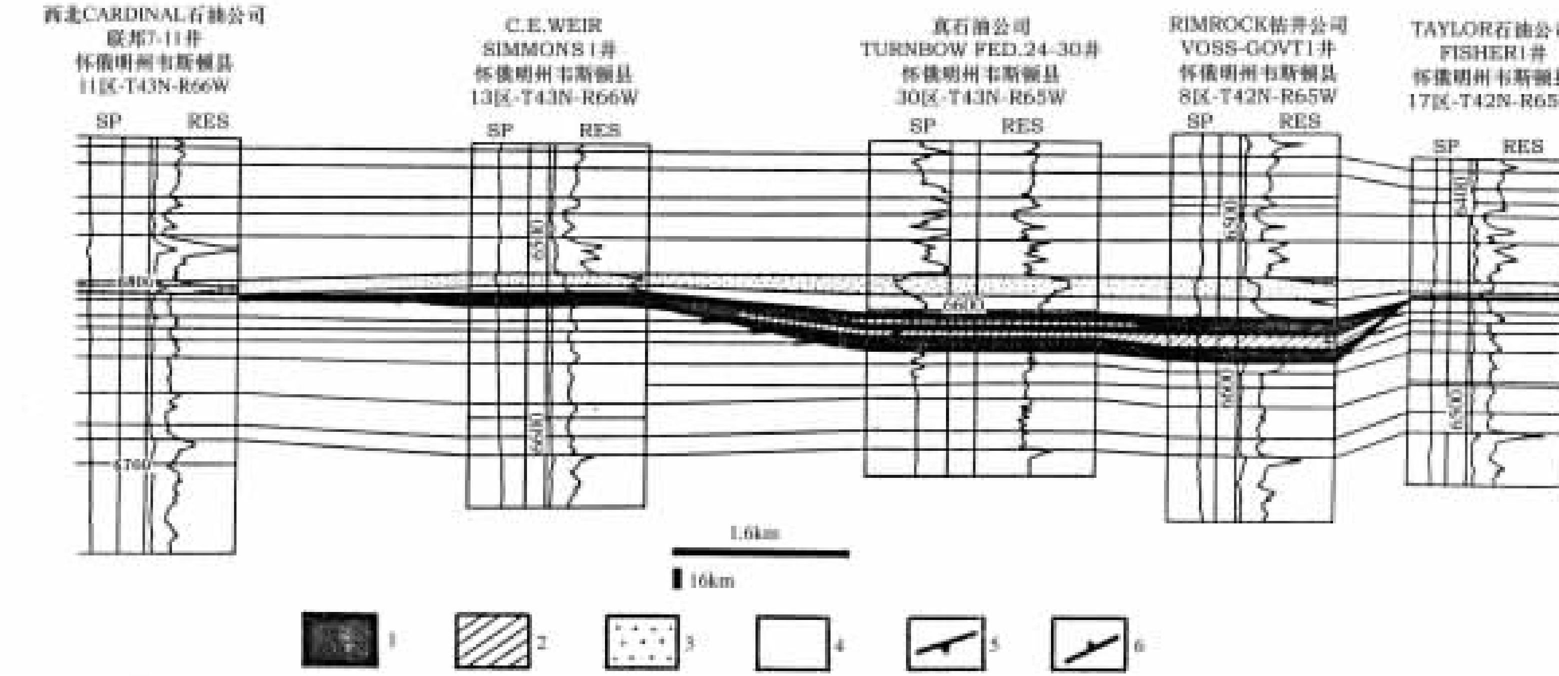


图 4-20　粉河盆地中的一个下切谷。该谷中的阿尔比阶泥质砂岩侵蚀到 Skull Greek 页岩中

（据 Wagoner，1990）

1—河流或河口湾深切谷充填砂岩；2—非海相泥岩；3—浅海砂岩；4—陆棚泥岩；5—层序边界和削蚀；6—层序边界和上超

第五章　地层层序的形成机制分析

根据层序地层学原理，沉积物供应速率与可容空间变化速率的比值决定层序格架的结构和层序边界的形成（图 5-1）。沉积基准面的升降速度，决定着可容空间的变化速率。

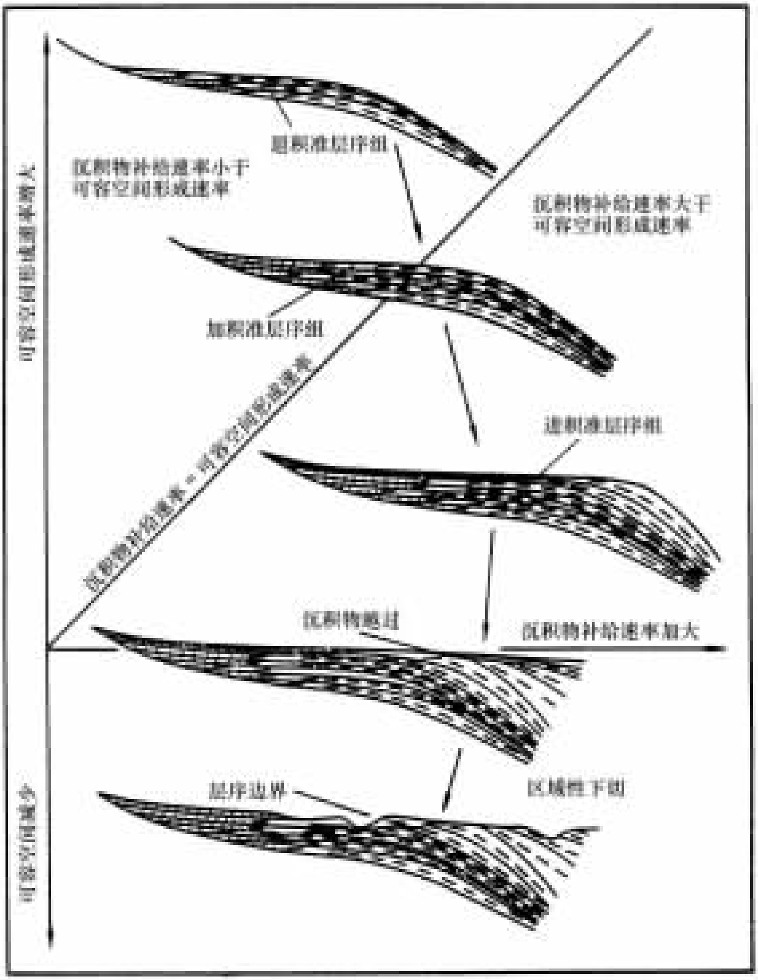


图 5-1　可容空间与沉积物补给关系图

（据 Shanley，1994）

展示了可容空间、沉积物供给和最终地层叠置模式的相互作用

第一节　沉积基准面和可容空间

地层的展布格式和沉积相的分布取决于可供沉积物沉积的空间的多少和新增可容空间的变化速率。

一、可容空间(Accommodation)

可容空间是指沉积物表面与沉积基准面之间可供沉积物充填的所有空间，包括老空间(早期未被充填遗留下的空间)和新增加的空间。

二、新增可容空间(New space added)

新增可容空间是指在沉积物沉积的同时形成的可供沉积物充填的空。

三、沉积基准面(Base level)

基准面是一个抽象的动态平衡面，在此面以上沉积物不稳定，不发生沉积作用，已沉积的物质将被剥蚀而难以保存下来；在此面以下沉积物会发生沉积作用(Jervey，1988)；在该面附近沉积物既不发生沉积，也不发生侵蚀。

海洋环境的沉积基准面就是海平面，陆相河湖体系中的沉积基准面是河流平衡剖面。湖泊沉积环境的基准面就是湖平面，而陆相河流环境的基准面也是河流平衡剖面。河流平衡剖面在理论上是一条向上凸的抛物线，在河口处平坦，向物源方向变陡。

由于基准面是一种动态平衡面，所以它的位置随外界条件的变化而改变。

第二节　海平面变化与层序的形成

Vail 强调了海平面升降是层序形成的主要控制因素，认为“大多数地质学家普遍见到的旋回性沉积作用基本上或完全受全球性海平面升降变化的控制”，这一点是层序地层学研究的主要对象——层序——可以进行全球性对比的基础。但遗憾的是，对于许多人来讲，层序地层学成了与海平面旋回(EXXON 全球海平面变化曲线)的同义词。在海相环境中，沉积基准面即为海平面，海相层序的发育归因于海洋环境中的沉积基准面变化，即海平面的升降运动是海相层序形成的主要控制因素。

一、海平面变化

1. 海平面的定义

在滨浅海环境中，沉积物可容空间是相对海平面变化决定的，而相对海平面又决定于构造沉降和全球性海平面变化。

(1) 全球性海平面

全球性海平面，又称绝对海平面(Global-sea-level)，是指海面相对于一个固定基准面，例如地心的位置。其升降是其他因素引起的海水体积和洋盆形态的变化而导致的。

(2) 相对海平面

相对海平面体现了局部下降和上升，指的是相对处在或者靠近海底的一个基准面的位置(例如基岩)的海面位置(图 5-2)。

因此，沿一剖面观察到的相对海平面变化随局部地区的沉降或上升而变化。海平面的相对上升或下降决定了是否有可供沉积物充填的新空间的形成。相对海平面上升则增加可容空间，而相对海平面下降则减少可容空间。因此，即使全球性海平面停滞或全球性海平面

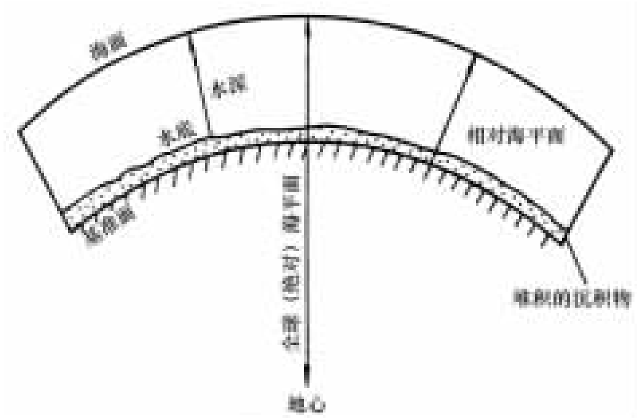


图 5-2　作为海面、水底和基准面位置函数的全球性绝对海平面、相对海平面和水深示意图

（据 Posamentier，1988）

缓慢下降时期，由于局部沉降作用，相对海平面也可能继续上升并增加新的空间。

相对海平面、全球性绝对海平面与基准面以上的沉积物的堆积无关，不应与水深混淆起来。水深是指沉积物表面到海水面的距离。

2. 海平面变化的控制因素

全球性海平面变化的控制因素，不同的学者有不同的解释。著名海洋地质学家 R. W. Fairbridge(1961)认为，冰川的消长、洋盆形态的变化以及极地迁移是全球海平面升降和气候变化的起因。T. M. Guidish 等人(1984)认为，海平面的变化起因于：①冰川和消冰作用；②海底扩张速度的变化；③海水被从大陆剥揭下来的沉积物所排替；④大型盆地的干涸或水淹；⑤局部或区域性板块运动。

但目前比较公认的观点认为：海平面的变化是海水体积、海盆体积和海面起伏变化所导致的综合结果。下面分别讨论这三种原因导致海平面变化的过程。

（1）海水体积的变化

地球表面水量总计 1.72×10^{24} 克，其中大洋水量平均占 80%，沉积物孔隙水平均占 19.2%，河湖水平均占 0.1%，冰雪水平均占 0.1%。地表水量分配的改变必然会引起全球或局部性地区海水体积的变化。

1）大陆冰川的消长

米兰克维奇地球轨道旋回，造成地球表面接受的太阳辐射量的变化而产生极地冰川消融，最后造成 2 万年、10 万年和 40 万年等级别，数米至数十米的海平面升降。根据地球粘弹性模式计算，大陆冰川的消融与全球海平面变化之间有一定的时间和空间差异，时间滞后约 8000 年。

根据科学家计算，南极冰川全部消融能使海平面上升 60～75m；格陵兰冰盖的完全融化将使全球海平面上升 5m；其他高山冰川完全融化可导致 20～30cm 的海平面上升。全球冰川总共可造成 65～80m 的海平面上升，考虑到地壳均衡补偿沉降，实际能使海平面上升 40～50m。

2）孤立海盆效应

海洋蒸发量和降水量的地区差异很大，这种差异性蒸发可引起海平面变化。据统计，如

果里海完全蒸发可使海平面上升 20cm。500～600 万年前由于世界性海底扩张和造山运动加速，地中海与大洋隔绝而干枯，使全球海平面上升了 10m，在稳定大陆架发生一次世界性海侵。

3）原生水理论

其基本原理是：从地球内部通过排气作用进入地球表面的水主要有两种来源，一是玄武岩中的封闭水，另一是来自地壳内部的温泉和火山喷发的水汽。其水量在 3.5 亿年内分别累计达 $0.0175\times10^9\mathrm{km}^3$ 和 $231\times10^9\mathrm{km}^3$。这些水大部分通过沉积作用或板块构造运动等过程回到地壳内部，参加地壳和地表水之间的水分再循环。只有 0.6%的水保存在地表，形成海水。

原生水理论提出了全球海平面变化的一个基本因素，但造成 100m 的海平面上升约需要 1 亿年时间。

4）海水密度效应

海水密度受温度、盐度和压力变化的控制。海水密度引起的全球海平面变化幅度小于 10cm，但密度效应在季节变化中有更明显的反映。

5）孔隙水的潜没

每年大约有 2.6×10^{14} 克孔隙水随板块俯冲而消失，它将产生每千年 0.7～1.4cm 的海平面升降。

（2）海盆容积的变化

1）海底扩张作用

洋中脊的产生和消亡基本处于平衡状态，海底扩张速率的快慢交替变化激发海平面的升降变化。海底扩张速度变化 10%，要产生 20m 的海平面变化。

2）局部地区的构造运动

海洋地区的山地隆起、盆地坳陷、断裂活动和火山喷发都可能引起海盆容积的变化，造成全球海平面变化。在构造活动区的相对海平面变化幅度远远大于全球性的海平面变化幅度。

3）地壳均衡作用

与海平面变化有关的地壳均衡作用包括冰川均衡作用、水力均衡作用及沉积均衡作用。在冰期时，120～130m 厚的海水从地球表面 71%的面积集中到占地球表面积 5%的部分大陆表面上，形成约 3000m 厚的冰盖。间冰期过程相反。在结冰和消冰过程中，地壳上部物质的转移，必须通过壳下物质的补偿来完成。

在堆积速度快的地区，如大河河口和三角洲地区，沉积均衡作用引起的局部地区的相对海平面变化是不可忽视的。

4）海底沉积作用

大陆的侵蚀作用使陆面物质流向海底，直接置换海水，造成海面上升。海面上升 1m 需要 $3.62\times10^{14}\mathrm{m}^3$ 岩石，每年搬运到海洋的大陆物质约 $2\times10^{10}\mathrm{t}$，所以造成 100m 海平面上升需要 500 万年。往往受沉积物压实作用、沉积物俯冲带的潜没等影响，海底沉积作用引起的海平面变化没有那么明显。

（3）海面起伏的变化

1）大地水准面的变化

大地水准面的不规则是由于地球质量、密度和流型不规则分布的结果。作为一个引力势和旋转势的等势面，大地水准面对所有控制和影响这些势能的因素都会作出形变反应。

2）动力海平面变化

大气压力、温度、海流速度、海水盐度、蒸发作用和河流排水等因素将引起海平面分布不均匀，可以造成大地测量海平面上约 2m 的高差，具不稳定性和持续时间的性质。

3）潮汐海平面变化

月球和太阳引力产生的潮汐作用，对海面起伏的影响具有明显的周期性，潮差幅度的极端值略小于 20m。

除此之外，关于海面起伏成因还有许多其他的说法，如地球体积的胀缩变化（E. E. Milahofski，1989）等。然而，尽管说法很多，甚至有些学者认为上述因素不能解释全球海平面变化，但有一点却是肯定的，即地质历史中，全球性海平面确实发生过周期性变化，并伴随着周期性全球气候变化。

3．海平面变化的确定方法

（1）定性法

地质学家早就采用过能反映古水深和古环境的古生物、岩石、矿物和化学元素标志研究海平面的变化，这种方法一般来说是定性的。古水深加上基准面（基岩面）之上的沉积物厚度就是相对海平面。

（2）半定量法

1977 年，Vail 等人正式提出了一种利用地震剖面中反射界面上超点的转移幅度研究海平面升降的半定量方法，又称为"海岸上超法"。

上述两种方法所测到的只是相对海平面变化。确定地质历史时期中全球性（绝对）海平面变化是困难的，因为除地心外，没有固定不变的基准面作为度量全球性海平面变化的参照系，而地心相对于老沉积物的高程是不可知的。

二、相对海平面变化与层序的发育

在海相盆地中，可以简单地认为可容空间是构造沉降和海平面升降变化之间相互作用的结果（图 5-3）（例如，Jervey，1988；Posamentier 和 Vail，1988；Ross，1990）。仅考虑可容空间存在与否，而不考虑其变化速率是不够的。一般来说，当可容空间为正时（图 5-3），地层构型受到沉积物补给作用的强烈影响。如果沉积物补给速率超过可容空间增长速率，海岸线将向海方向推进；当沉积物补给和可容空间增长速率相等时，将发生加积；当沉积物补给速率小于可容空间增长速率时，将发生退积。

实际上，全球性海平面变化曲线是由许多不同周期、不同幅度、近于呈正弦曲线的许多海平面变化曲线叠加而成的复合曲线，若与构造沉降曲线叠加，便可得到相对海平面变化曲线（图 5-4）。相对海平面变化曲线的下降处代表了陆棚的侵蚀，对应着 Ⅰ 类层序边界的形成时间。

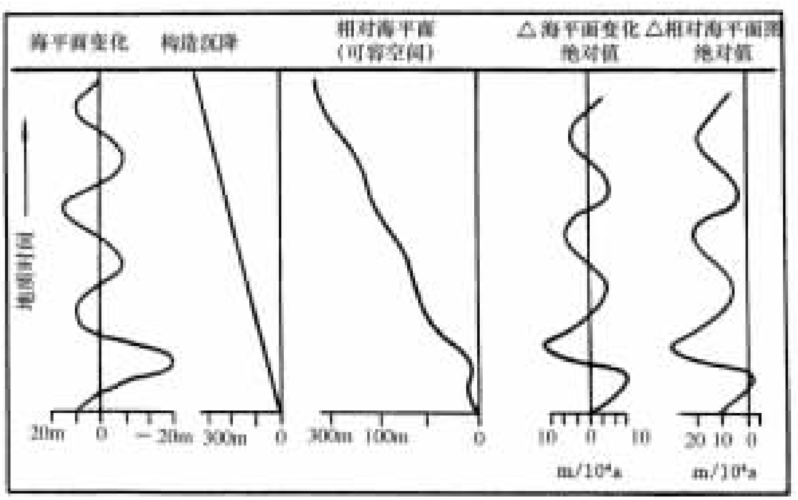


图 5-3　可容空间由构造沉降和海平面升降变化的综合作用来描述

（据 Posamentier，1988，修改）

第三节　全球海平面升降旋回与层序边界的形成

一、海平面升降旋回

硅质碎屑岩中解释的全球海平面升降可分出 5 种级别，频率范围为 9～10Ma，1～2Ma，0.1～0.2Ma 和 0.01～0.02Ma。分别属于二级、三级、四级至五级旋回。具有这种旋回性的地层单元包括超层序、三级层序、四级层序和准层序。在 EXXON 全球海平面变化旋回图上，基本上的旋回是三级旋回（平均历时 1～2Ma）。三级旋回组合成二级旋回（历时 9～10Ma）。二级旋回组合成一种更高级的旋回（历时约 200Ma），这种旋回被解释成为受区域构造控制的全球海平面变化，这种变化可能与海底的扩张速率有关。

二、海平面升降旋回与层序边界的关系

层序、准层序及其边界也与海平面上升与下降有关。Vail 等根据旋回的时间间隔把海平面旋回作了如下分类：

① 三级旋回定义为从海平面下降到下一次海平面下降，时间间隔为 1～5Ma；

② 四级旋回时间间隔为数 10 万年；

③ 五级旋回时间间隔为数万年。

海平面旋回、盆地沉降与层序和准层序沉积作用之间的关系如图 5-4 所示。在这张图中，一个三级海平面升降旋回（约 120 万年）和一个五级海平面升降旋回（近 5 万年）组成一个复合海平面升降曲线。然后在复合海平面升降曲线上加上 15cm/1000a 的沉降速度，就能反应海平面的变化历史。图 5-4 线性的沉降曲线反应上升趋势，而不是下降趋势，即沉降的净效应是使海平面相对上升。

四级旋回分两类：旋回“A”和旋回“B”，代表海平面曲线的相对变化（图 5-4）。四级旋回“A”代表从海平面下降到下一次海平面下降。假定有足够的沉积物供给，这种四级旋回就

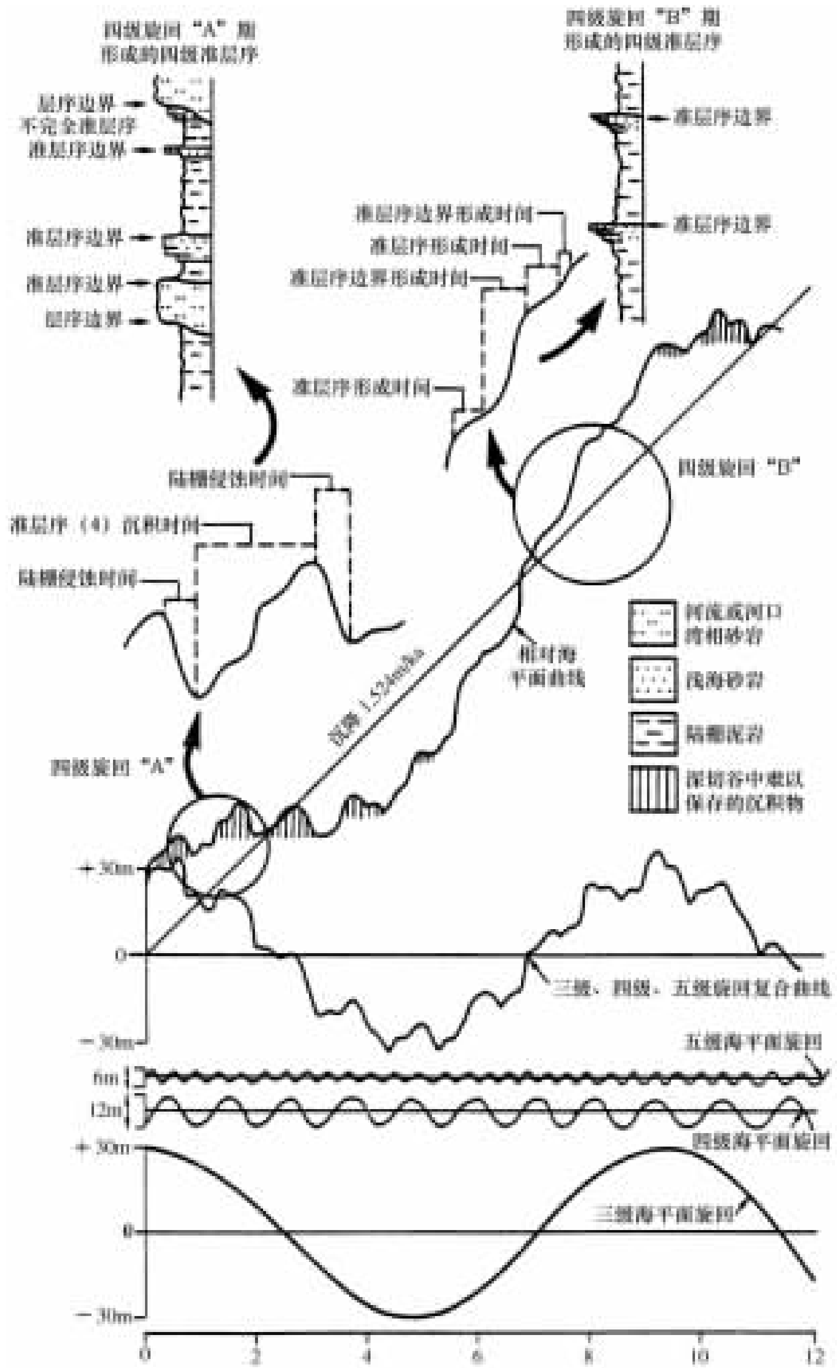


图 5-4　层序与准层序形成过程中海平面升降与盆地沉降之间的关系

（据 Wagoner，1990）

能形成一个以陆上不整合面为边界的层序。五级旋回叠置在四级旋回之上，形成以海泛面为界的准层序。四级旋回"A"形成的地层露头和测井剖面示意图如图 5-4 所示。相对海平面曲线上画竖线条的位置表示因深切谷侵蚀作用保存可能性较低的地层地质时代和地理位

置，深切谷附近大部分高水位沉积物被截切。

四级旋回“B”（图 5-4）代表从海平面快速上升（海进）到海平面快速上升。假设盆地中没有差异沉降，这种四级旋回将形成以海泛面为边界的准层序。四级旋回“B”形成的地层露头和测井剖面示意图见图 5-4。然而，如果沉积岸线向陆方向沉积速度变慢，以致在这片向上倾斜的区域内海平面下降速度大于沉降速度。从而向下倾方向移动，使海岸平原形成上超，这样旋回“B”可以形成Ⅱ类层序。

在图 5-4 中，根据海平面升降速度和盆地沉降速度之间的关系，四级旋回可形成层序或准层序，五级旋回可形成准层序或无沉积作用。如果沉降速度增加到 15cm/1 000a，三级旋回将形成一个层序，即为三级层序；四级旋回将形成一个准层序作为三级层序的一个组成部分。如果沉降速度减慢到小于 15cm/1000a，四级旋回只能形成由五级准层序组合而成的四级层序。在这种情况下，四级层序叠加形成三级层序单元，暂且叫三级复合层序，由四级层序系组成。

值得重申的是，本书的层序和准层序是根据其物理特征命名的，而不是根据与沉积作用有关的海平面旋回频率命名的。尽管准层序和四级层序在一定情况下很可能是由同一时间间隔的海平面旋回产生的，但我们不认为它们是同一地层。

第六章　碳酸盐岩层序地层学模式

Vail 和 Todd (1981)在硅屑沉积中分出了两类层序，分别称为Ⅰ型和Ⅱ型，它们在碳酸盐地层中也同样存在。Ⅰ型层序边界位于Ⅰ型层序的底部，其特点是台地的地表出露和侵蚀、前缘斜坡的同期海底侵蚀、上覆层的超覆、海岸上超的向下迁移(图 6-1)。由于海岸上超的向盆地方向迁移，使得潮缘岩常常截然地覆盖在“较深水”的潮下岩层之上。由于碳酸盐台地在相当大范围都有向海平面增生的倾向，因此确定与台地和(或)浅滩边缘有关的碳

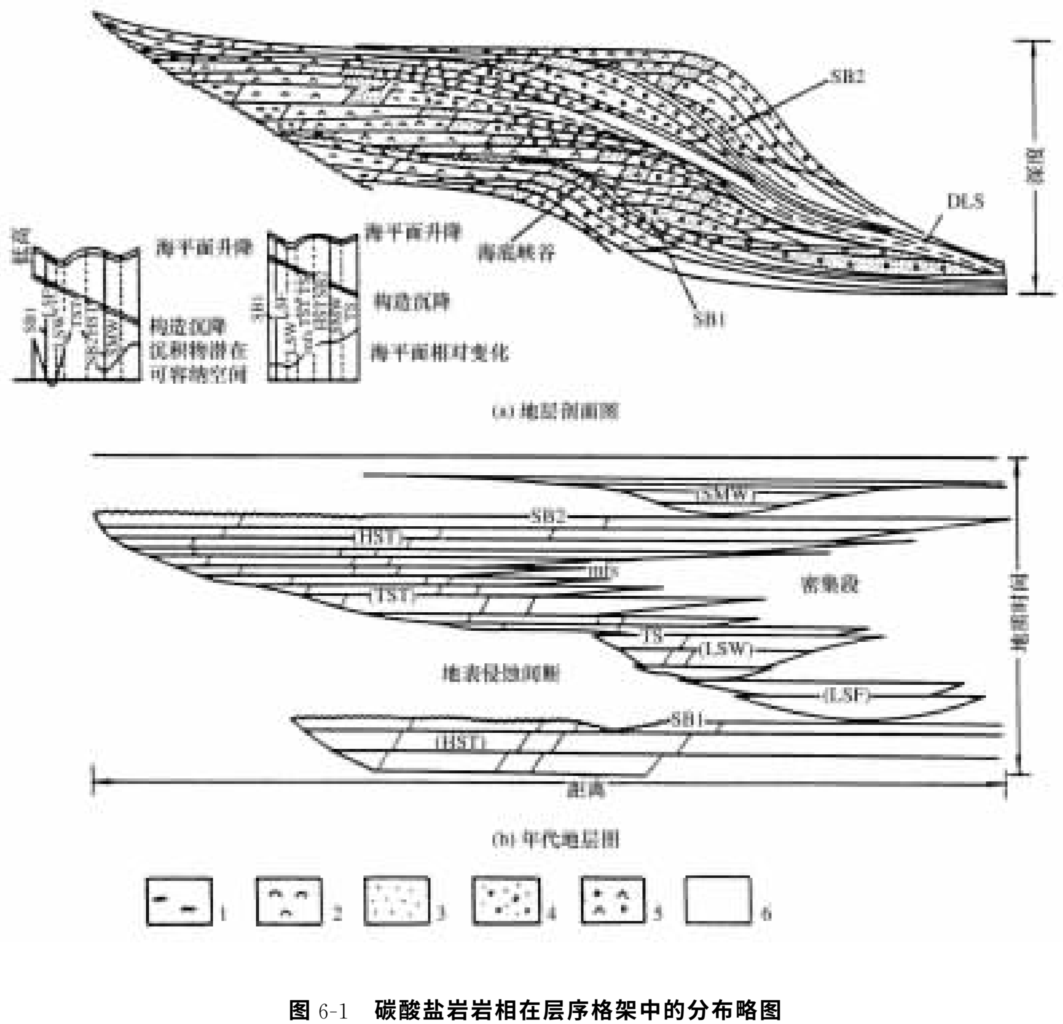


图 6-1　**碳酸盐岩岩相在层序格架中的分布略图**

(**据** Sarg，1988)

1—**潮上带**；2—**台地**；3—**台地边缘粒状灰岩或礁**；4—**巨角砾岩或砂岩**；5—**陆坡前缘**；6—**陆坡脚或盆地**

SB—**层序边界**；SB1—Ⅰ**型层序边界**；SB2—Ⅱ**型层序边界**；DLS—**下超面**；mfs—**最大海泛面**；TS—**海侵面**；
HST—**高水位体系域**；TST—**海进体系域**；LST—**低水位体系域**；LSF—**低水位期扇**；LSW—**低水位期楔形体**；
SMW—**陆架边缘楔状体系域**

酸盐层序界面就很有用。据此解释Ⅰ型层序界面是在台地和(或)浅滩边缘海面下降速率超过了盆地沉降速率,导致这一位置表现为海平面相对下降的时期形成的。Ⅱ型层序界面的特征是内台地潮缘区和台地沙洲区的地表出露。海岸上超的向下迁移出现在下伏潮缘区的向海一侧。如果台地顶面已增生至海平面,这种向盆地方向的迁移就可以出现在原有的台地和(或)浅滩边缘。上覆潮缘成因地层的上超发生在尚未增生至海平面的台地低凹处和台地和(或)浅滩边缘。Ⅱ型层序界面的形成时期,可以解释为台地和(或)浅滩边缘上海平面下降速率小于或等于构造沉降速率的时期。

第一节　沉积剖面和相带

一、沉积背景

根据盆地位置(如环盆边缘、盆内的独立部分),以及地层剖面的坡度,可以将碳酸盐岩台地和(或)浅滩边缘剖面分为3类:① 附生于盆地边缘的区域性台地和(或)坡地,其沉积坡度小于5°;② 环绕盆地边缘的区域性进积滩和(或)台地,有5°～35°的前缘斜坡;③ 滨外或孤立台地(图6-2)。这三类剖面都可以在地震剖面上识别,而且它们的内部地震相特征可以帮助预测发育史及所包括的地质岩相。

1. 区域性台地和(或)坡地

区域性坡地的厚度变化很大,从几米到几百米,其发育形式既有加积性的,又有进积性的。碳酸盐坡地从隆起区开始,以平缓的古区域坡度向下延伸。不存在明显的坡度转折,相型也常常是不规则的宽带。在地震资料中,坡地可能表现为低角度的S型或叠瓦状进积。碳酸盐台地的发育具有基本平坦的顶面,有时具有突变的边缘。台地的进积显示很差,因而在地震显示很薄处,识别台地和(或)坡地的边缘很困难。因此在层序格架中结合现有的测井和岩心资料,就显得特别重要。

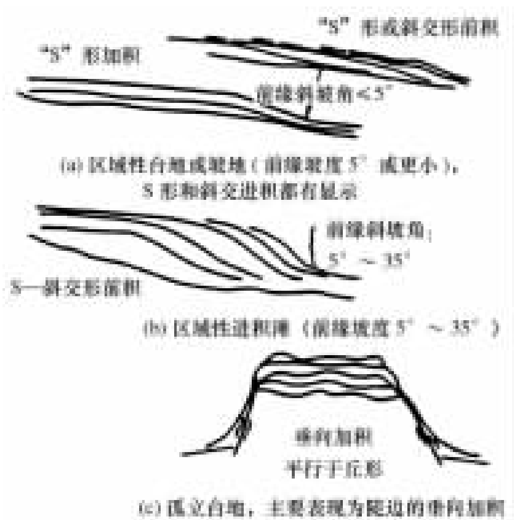


图6-2　不同类型碳酸盐沉积剖面示意图

(据Sarg,1988)

2. 区域性进积滩和(或)台地

以进积形式为特征,其前缘斜坡坡度为5°到35°以上。浅滩厚度从几米到数百米,进积作用可达数公里。这些浅滩表现为S型、S-斜交形和斜交形进积形式。层序内常见的演化是坡地或低角度S形进积向斜交形进积的变化。这很可能是由高水位期末海平面下降引起的。

3. 滨外孤立台地

这种台地以规模和厚度均很大的复杂岩隆出现,分布在离位于盆地边缘的区域性坡地或台地相当远的近海。裂谷盆地内的地垒断块常常引起孤立台地的发育,它们可以成为碳酸盐的沉积场所,而深水泥质沉积物则局限分布于地堑中。这种台地通常具有陡峭的边缘,

而且有一侧可能朝向开阔海。

二、相带划分

上述各类碳酸盐剖面都有一套特征性的相。由于多数碳酸盐沉积物是在盆地内产生的,而且基本上属于有机成因,因此相的分布对水深、水的化学性质以及水的流通性特别敏感。图 6-3 显示了有代表性的碳酸盐剖面(从陆架到盆地),同时也标出了典型相带。这些相带的宽度和均一性都是变化的。如果陆架很窄,且陆架边缘很陡,那么相带也较窄且更有规律。如果台地和(或)浅滩边缘很缓且陆架区很宽,相带也就较宽,但比较凌乱。从近岸区到盆地,可以识别出以下相带:潮上-潮间坪相、浅海陆架相、台地或浅滩边缘相、前缘斜坡相和盆地相。

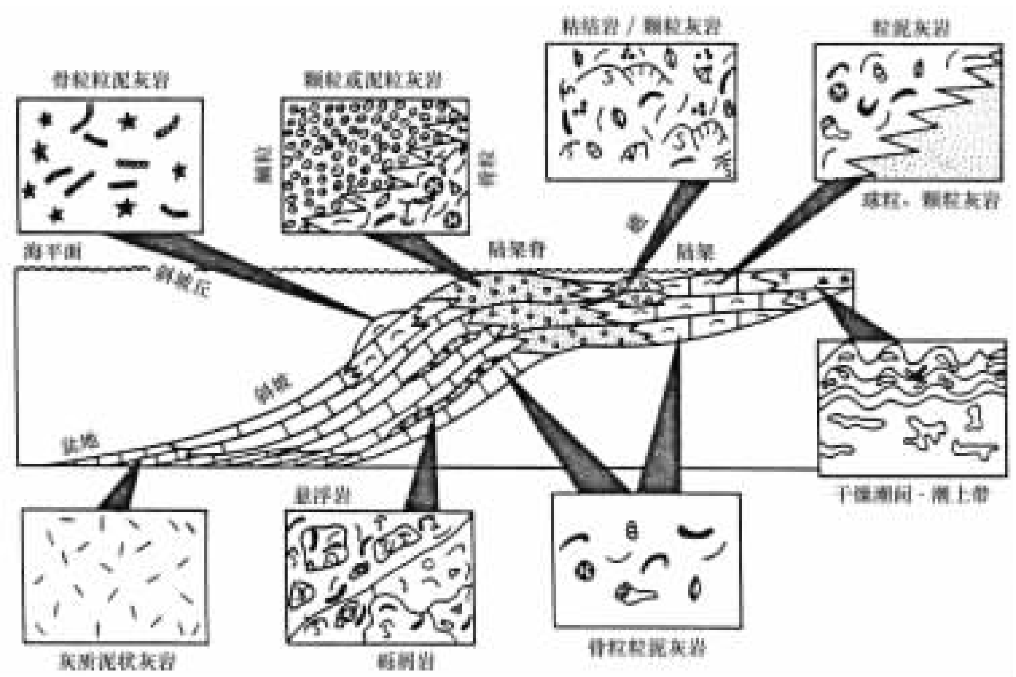


图 6-3　碳酸盐台地和(或)浅滩相带及岩石典型结构示意图

(据 Sarg,1988)

1. 潮上-潮坪相

潮坪相通常表现为小规模的向上变浅的潮下-潮上旋回或准层序。据 Van Wagoner 等(即本书所采用的)定义,准层序是一套有成因联系的岩层或岩层组整合序列,其界面是海泛面及其所对应的面。准层序的厚度为几米到 30 米以上,持续时间为零到 1Ma 之间。它们是可识别的最小的他旋回或自旋回沉积层序。许多研究者已描述过现代和古代的潮坪沉积。

潮积物有三种基本的沉积环境,即潮上、潮间和潮下。潮上亚相的特征是泥裂、风暴成因的泥或砂级颗粒薄层、藻成因的纹层、窗格或鸟眼构造以及内碎屑层。其中藻纹层可以延伸到潮间亚相中。潮上环境出现于正常或平均高潮面之上,多数时间出露于大气条件下。潮间亚相通常富含泥质并含有潮道复合体。潮道普遍含有内碎屑和岩屑的底部滞留沉积,

上面覆盖着具虫孔的骨屑泥粒灰岩。潮间环境出现在正常高潮面和低潮面之间。相邻的潮下亚相常有球粒碳酸盐的泥状灰岩和粒泥灰岩组成，缺乏原生沉积构造。在蒸发的气候条件下，潮间和潮上亚相内可出现结核状和星状移位石膏。

2．浅海陆架相

该相带通常由从潮下的骨屑泥状灰岩和粒泥灰岩，到似球粒或骨屑的泥粒灰岩和粒状灰岩变浅的准层序组成。如果具备正常的海水条件，动植物群就会很丰富，包括珊瑚、软体、腕足、海绵、节肢、棘皮、有孔虫和藻类。生物扰动作用很常见。这种环境分布在潮坪的向海一侧，水深一般不大，最多 10～20m。根据台地边缘的局限性或潮汐和海流的减弱程度，盐度在正常海水到中等盐度之间变化，水体流通性在低到中高水平间变化。如果陆架比较局限，有可能形成宽阔的蒸发盐泻湖，其特点是形成向上变咸的准层序（由泥质支撑的岩石组成，顶部为石膏或硬石膏）。

陆架或台地内部相和潮汐相的地震显示一般都是席状或楔形单元，具平行反射且底部表现为上超。在以碳酸盐为主的相域中反射的连续性差，振幅低；在碎屑或蒸发盐和（或）碳酸盐的混合背景中，则连续性好，振幅高。陆架可以含有局部的碳酸盐岩隆，具有丘状地震形态。这种丘形反射在底部有下超，在顶部为平行或削截。把地震反射加厚成岩隆，可以鉴别比较隐蔽的低幅度丘形。上覆层位表现为披盖或上超。在块状-层状岩隆或礁岩隆中，反射的振幅低、连续性差，而在成层性很好的碳酸盐沙滩沉积体内，反射的振幅高、连续性好。

3．台地或浅滩边缘相

在特有的生物类型和水体条件下，此相带构成了一个岩相复合体，可以包括变浅的骨屑或非骨屑的粒状灰岩、泥粒灰岩以及生物和（或）胶结物粘结灰岩礁。浅滩边缘准层序上覆有广泛可对比的出露面。在许多情况下，由于沉积于活跃的高能波浪-海流状态的碳酸盐砂体存在垂向叠覆，所以单元套准层序可能难于区分。这种浅滩边缘相通常含有小到中等规模的花彩弧状交错层理和海底硬底。生物礁含有块状和斑块状的生物和（或）胶结物粘结灰岩。间隙中充填着灰泥岩或骨屑粒状灰岩与泥粒泥岩。此相带的沉积水深为海平面至 50m，在适当部位可以筑成小型潮小岛，其宽度达数公里。

这种台地或浅滩边缘的地震相显示可呈丘形，具有不同程度的坡度转折。台地和（或）浅滩边缘相将向陆架过渡为陆架相，向盆地过渡为前缘斜坡相。

4．前缘斜坡相

此相带分布在台地和（或）浅滩坡折处向海延伸的斜坡上，此斜坡是坡地或进积滩的向海构筑部分。这里的沉积坡度可达 35°或更陡，水深可达数百米或超过 1 000m。岩相为成层的灰泥岩，含有由碳酸盐岩屑或生物碎屑灰质砂组成的大型滑塌构造和透镜状或楔形层段，均属于从邻近的浅滩或坡地倾泻下来的碎屑沉积。此处可以有与碳酸盐互层的硅屑物质。

在该相带中，准层序发育不明显。它可以表现为碳酸盐岩（海进）-页岩（海退）的层耦或上覆有海底硬底的灰泥-异地砂屑层耦。下坡岩隆也可以出现，其成分在富含颗粒到富含灰泥之间变动。二叠系盆地的斯特朗（Strawn）岩隆是前者的例子，而密执安州的志留系塔礁和新墨西哥州的密西西比系沃尔索（Waulsortian）丘则是后者的实例。

前缘斜坡相的地震特征是下超反射，其角度有低（<5°）、中（5°～12°）和高（>12°）之分。前缘斜坡反射由指状交错的前缘斜坡碎屑和泥质碳酸盐岩构成。由于这两种岩相的阻抗不

同,所以这种反射具有不同的振幅与连续性。

5. 盆地底部相

此相的成分视水体流通程度和水深的不同而有变化。深达 100m 的盆地环境只要有良好的水流循环,就会含有氧气并具备正常海水盐度,这时常见的特征性成分是虫孔骨屑粒泥灰岩,夹有一些泥粒灰岩。富含硅屑的层与灰岩成互层分布。生物群种属多样,在某些地方可能很丰富,包括腕足类、珊瑚、头足类和棘皮类动物。较深(数百米)或比较局限的盆地区具有缺氧和静水环境特征,其主要的岩相结构类型是暗色薄层状且通常为纹层状的灰泥岩。燧石也很常见。生物群中含有海绵骨针,主要是深海浮游动物,包括丁丁虫(Calpionellids)、颗石藻、放射虫和硅藻。如果盆地相当有限,就会出现盐度分层,这时盆地的碳酸盐沉积物可以含有准同生石膏或硬石膏。

碳酸盐盆地环境在海平面高水位期常处于非补偿状态。在斜坡的坡脚处,向盆地倾斜的前缘斜坡层位明显变薄。在海平面低水位期沉积的局限盆地层位以超覆单元出现,可以由硅屑、蒸发盐和碳酸盐沉积物组成。有关低水位期碳酸盐单元的进一步讨论将在以下章节展开。

第二节　碳酸盐岩产率和沉积作用的控制因素

一套碳酸盐岩沉积层序的沉积形态、岩相分布和早期成岩作用,主要受海平面相对变化、沉积背景(盆地结构)和气候条件的控制。

在台地和浅滩边缘,与堆积速度有关,发育有两种具不同微晶灰岩和海底胶结物含量的碳酸盐岩,可以称为追赶型和保持型碳酸盐岩体系。

1. 追赶型碳酸盐体系

这种碳酸盐有较快的沉积速率(图 6-4),并能赶上海平面的相对上升。追赶型碳酸盐的特点是,在台地边缘的早期海底胶结物数量较少,且普遍以富颗粒贫灰泥的准层序占优势。在浅滩边缘及台地内适当位置,追赶型碳酸盐体系具有丘形和斜交的形态。

2. 保持型碳酸盐体系

这种碳酸盐体系沉积速度相对较慢(图 6-4)。其根源可能是在高水位体的大部分时间保持着不利于碳酸盐快速产生的水体条件,即缺氧、缺少营养物质、高盐度或低水温。保持型碳酸盐岩在台地边缘具有广泛的早期胶结特征,且可能含大量的富泥准层序。这种广泛的早期胶结,可能是沉积作用期间存在较长时间的孔隙流体运移和胶结物沉淀的结果。在浅滩或台地边缘,保持型碳酸盐体系表现为 S 型沉积剖面。

一、相对海平面变化

相对海平面变化是碳酸盐产率和台地或浅滩发育以及有关岩相分布的首要控制因素。这一变化是构造变化速率(沉降或隆起)与海平面升降速率之和。由此造成的可容空间(Accommodation)代表了碳酸盐层序的堆积潜力。

碳酸盐沉积物基本上是在沉积环境内原地产生的。碳酸盐物质主要由生物生成,其中有不少是光合作用的副产品。因此,这一作用过程离不开光线,它将随水深增大而急剧减弱。碳酸盐的大量产生局限于水体上部 50～100m 的深度范围,这里可供养大量的光合自

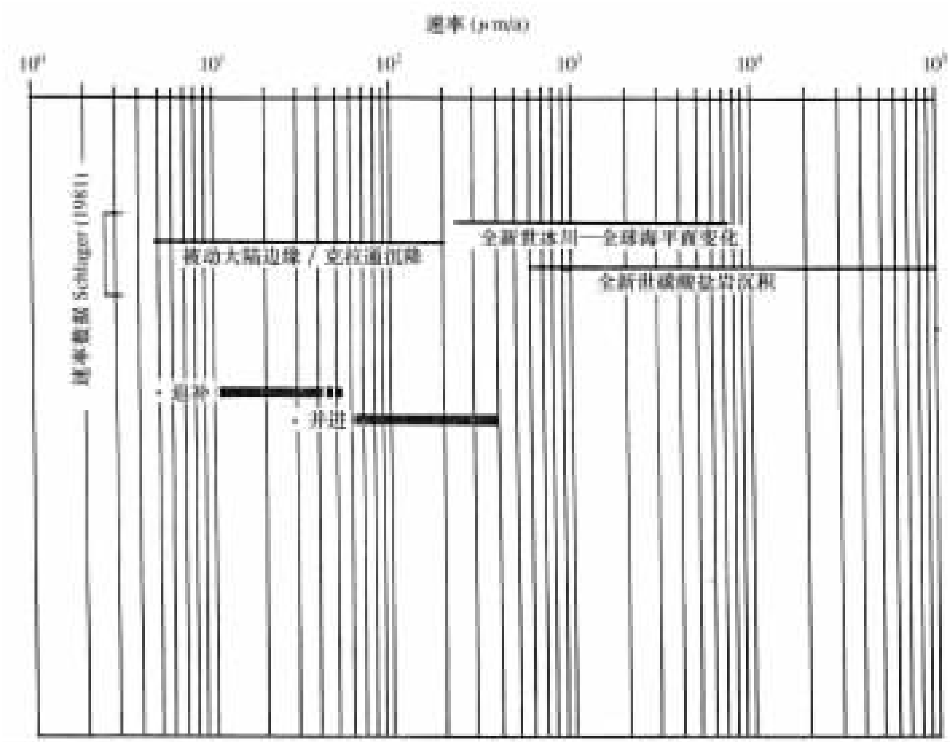


图 6-4　追赶型和保持型沉积速率与构造运动和冰川-全球海平面变化速率的对比

(据 Sarg,1988)

养生物。很显然,在深度不足 10m 的水中,碳酸盐产率最高,然后在 10～20m 深度,产率急剧下降(图 6-5)。浅海碳酸盐产率这种狭小的深度分布,就是碳酸盐生产得以赶上海平面变化的一个重要原因。

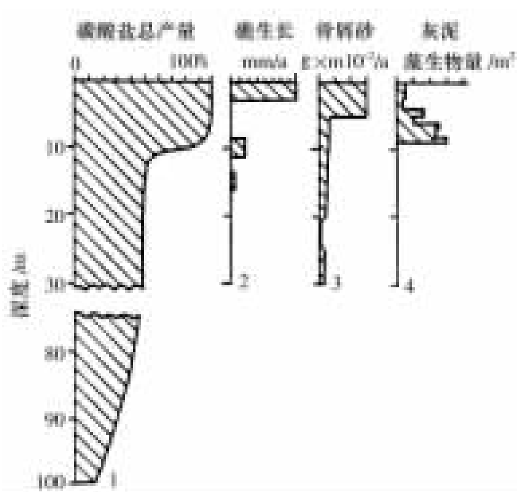


图 6-5　四个不同地区的碳酸盐产率与水深的关系

(据 Sarg,1988)

1—佛罗里达-巴哈马;2—维尔京群岛;

3—加利福尼亚;4—巴哈马

全新世海平面上升期间碳酸盐礁的沉积史,显示了海平面变化对碳酸盐产率的影响。虽然全新世造礁珊瑚生长速度可比海平面上升速度大一个数量级,但实际上它们生长得比较慢。它们的垂向生长是受海平面相对上升限制的总体质量平衡的函数。珊瑚的最大生长速率是 12 000～15 000μm/a,已超过了最快的海平面上升速率,即早全新世的 8 000μm/a。即使如此,仍有大量的礁和台地没有赶上早全新世海平面的上升,因而发生了沉没(例如墨西哥坎佩切滩)或它们的向海边缘发生了退缩(例如加勒比台地巴哈马滩)。

礁的生长以及大多数碳酸盐的生产很容易受环境变化的干扰。碳酸盐堆积速率很低的

原因有：① 在早全新世海进期间，在滩外或台地外有来自台地顶部浅潟湖的微超咸或缺氧水的流动；② 随着水深的增大，礁的生长速度下降（图 6-5）；③ 碳酸盐生产的早期，速度很慢（Schlager，1981）。因此，实际的长期堆积速率可能是以下因素的函数：海平面相对变化期间水体条件的变化（盐度、营养物、温度、含氧量）以及任一层序阶段所产生的可容空间（即海平面变化量加沉降量）的变化速率。

古老碳酸盐台地或浅滩的长期堆积速率要比全新世的速率低得多（图 6-4）。例如密执安州志留系的堆积速率为 13μm/a，而得克萨斯州米德兰盆地下克利尔福克（Lower Clear Fork）组下部的碳酸盐堆积速率为 365μm/a。在晚全新世海平面上升（500μm/a）期间，鲕粒砂和潮汐沉积物的堆积速率在 500～1100μm/a 之间，而某些礁则可超过 10 000μm/a。在巴哈马滩边缘，全新统的最大堆积厚度为 12m，据此计算巴哈马滩的堆积速率为 1 200μm/a。但如果考虑到计算这些数据的时间间隔很短（10 000a），而且不包括埋藏压实、准层序间断或长时间的海平面静止期，则全新世的这一速率并不特别高，因此是可以与许多古老层序的较低容存能力进行对比的。

二、沉积背景

对碳酸盐层序总体发育有重要影响的另一项因素是盆地结构。具有正常海水且循环良好的未受局限盆地，将为较广泛的生物群提供有利的生存环境，其生长潜力不同于局限盆地的生物群。高盐度或缺氧盆地具有特殊的或缩小的生物群。海底坡度的突然转折处（例如裂谷盆地边缘或孤立地垒断块边缘），可以成为礁或碳酸盐沙洲发育的有利场所。在沙洲区附近，可以发育横向突然相变的非常明确的线状相带（图 6-3）。

后期的台地或浅滩边缘将通过加积和进积而得到发育，其最终形态（如抗浪礁、疏松沙洲）将取决于有关生物的生长特性和水深。在具有中—低沉降速率的浅—中深（100～600m）的盆地中，进积作用很常见。面向深大洋的边缘则是加积作用占优势的形态（如巴哈马新第三纪晚期和印尼特鲁姆布台地）。与此相反，海底逐渐加深而无突然坡折的背景可以发育比较宽阔且不大明确的地带（即克拉通背景）。

三、气候变化

气候是碳酸盐相发育的第三种重要控制因素。如果气候干燥，就有利于蒸发盐的沉积。蒸发盐沉积可与陆架碳酸盐伴生，它们充填在陆架盆地和潟湖中，并进入潮上坪（即萨布哈沉积）。在盆地受局限期间，蒸发盐可以充填盆地区。气候对早期成岩作用的范围也有重要的控制作用，这种成岩作用通常与碳酸盐层位在海平面下降期和低水位期的出露有关。次生岩溶孔隙的发育程度与分布面积可以有巨大的差异。这种差异与出露时间的长短以及因降雨量大小而引起的潮湿或干旱气候有关。

第三节　不整合类型及相关的地质作用

一、Ⅰ型层序界面

如果海平面下降速率足以使其降落到原有台地和（或）浅滩以下，就会形成Ⅰ型层序界

面。在此期间，存在两种重要作用：① 斜坡前缘的侵蚀；② 区域性大气淡水透镜体的向海迁移（图 6-6）。

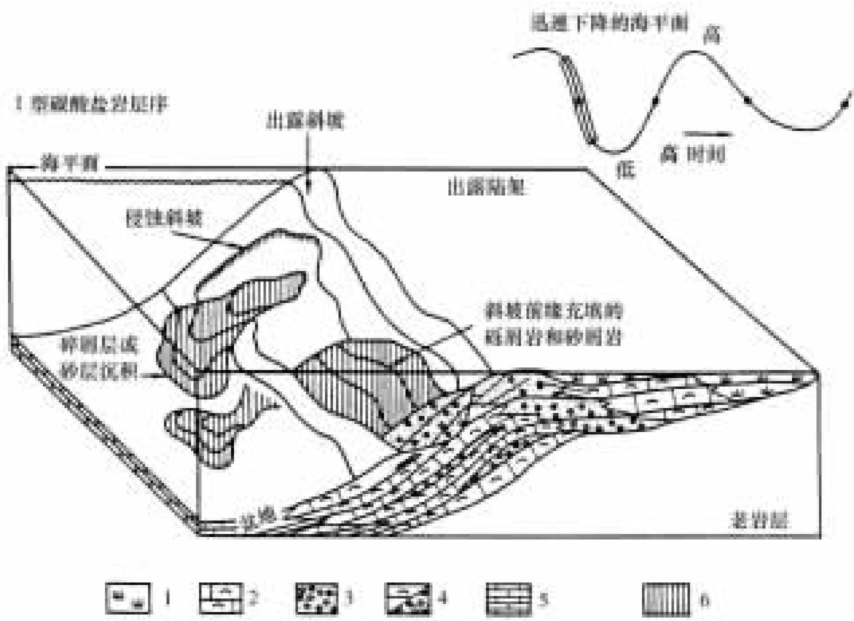


图 6-6　Ⅰ型层序边界形成于海平面迅速下降时期

（据 Sarg，1988）

沉积相：1—潮坪、潮上带；2—陆架；3—陆架脊；4—斜坡；5—盆地细粒碳酸盐岩；沉积体系：6—低水位斜坡碎屑

1. 斜坡前缘侵蚀

在Ⅰ型层序界面形成期间，可以出现明显的斜坡前缘侵蚀，从而引起台地和（或）浅滩边缘和斜坡上部物质的较大流失。其结果是造成碳酸盐巨角砾岩的下切沉积以及碳酸盐沙的推移流或密度流沉积。这种侵蚀作用的范围可以是局部的，也可以是区域性的。

在位于特拉盆地边缘的瓜达卢普山的西部陡崖上，出露着三个中—上二叠统的Ⅰ型层序界面，都显示了明显的斜坡前缘侵蚀。其中位于库托夫（Cutoff）层序底部的层序界面已侵蚀到下伏的维多利亚皮克（Victoria Peak）组，所流失的浅滩前缘物质厚达 250m，而位于库托夫层序顶部的层序界面，也表现出明显的斜坡前缘侵蚀，并具有好几个发育良好的侵蚀槽。

2. 淡水透镜体的向海迁移

据解释，出现于Ⅰ型层序界面形成期的第二种重要作用是淡水透镜体的盆地向或海向的区域性迁移（图 6-6）。对高水位期碳酸盐相域的大部分有影响的区域成岩事件，均与这种淡水透镜体伴生。此透镜体在碳酸盐剖面中的展布规模，与海平面的下降幅度、速率以及海平面处于台地和（或）浅滩边缘之下的时间长短有关。这将影响每套碳酸盐层序中淡水和混合成岩作用的强度。

在大规模Ⅰ型层序界面形成期间，即海平面下降 75～100m 或更多，且持续时间长，就可以在陆架上长期建立淡水透镜体，其影响可充分地深入地下，也许能进入下伏层序。如果雨量充沛，就会在陆架剖面的浅部出现明显的次生溶蚀和溶蚀压实。在潜水带的较深部位，

将沉淀大量的淡水胶结物。不稳定的文石和高镁方解石颗粒会发生溶解，并作为低镁方解石胶结物重新沉淀下来。Vail 的全球性海平面升降旋回图指出，重大的Ⅰ型海平面下降很少见。一般说来，海平面下降幅度要小得多。在小规模Ⅰ型层序界面形成期间（海平面下降不足 75～100m 且持续时间短），淡水透镜体的建立就不会那么完善，而且只停留在陆架的浅部，其结果是溶蚀作用和潜水带胶结物沉淀作用不够广泛。

在高水位期的晚期，混合水白云石化和超盐度白云石化都可以成为重要的作用，并可能持续到大、小规模Ⅰ型层序界面的形成。在小规模Ⅰ型层序界面的形成阶段，这种白云石化仅影响一套碳酸盐层序的浅部。

下面是一些与Ⅰ型层序界面有关的碳酸盐岩发生广泛次生溶蚀的例子。

（1）加勒比海的更新统灰岩（Land，1973）；

（2）西班牙的上中新统礁（Armstrong 等，1980）；可能还有印尼婆罗洲海域的特鲁姆布台地（Rudolph 和 Lehmann，1987），那里的高水位期上覆有 5.5、6.3 和 10.5Ma 的层序界面；

（3）墨西哥的中白垩统黄金巷台地，受到了 94Ma 不整合的影响，在某些地方孔隙度超过 30%，主要是溶蚀扩大的粒间孔、粒内孔、铸模孔和晶洞孔（Wilson，1975）；

（4）中东地区的白垩系（阿普第阶）的舒艾拜（Shuaiba）陆架和礁滩边缘相，上覆有 109Ma 的层序界面（Litsey 等，1983；Frost 等，1983）；

（5）美国的上密西西比统灰岩（如新墨西哥州），在陆架上有溶蚀作用，在外陆架和陆坡部位有潜水带胶结作用，均与前宾夕法尼亚系（契斯特阶）的层序界面有关；

（6）加拿大艾伯塔盆地北部中泥盆统的萨尔弗波恩特（Sulphur Point）-凯格里弗（Keg River）碳酸盐岩，受到了中泥盆世重要不整合的影响；

（7）西得克萨斯二叠系盆地的中奥陶统埃伦伯格群白云岩，具有重要的溶蚀孔隙。

与以上实例不同，多数Ⅰ型层序界面规模较小，仅发育局部溶蚀作用和潜水带胶结作用。阿拉伯 A-C 旋回的上侏罗统（提特阶）碳酸盐台地，受到了 134、135、136Ma 的小规模Ⅰ型层序界面的影响，因而具有少量的溶蚀孔隙和潜水带亮晶胶结。美国大陆中部地区宾夕法尼亚系旋回沉积的高水位期陆架灰岩，显示了与小规模Ⅰ型层序界面形成期的地表出露有关的不稳定颗粒溶蚀、溶蚀压实以及局部的潜水带胶结作用。

二、Ⅱ型层序界面

与Ⅱ型层序界面有关的沉积作用和沉积过程和Ⅰ型层序界面有某些不同。在Ⅱ型层序界面形成期间，海平面下降至浅滩边缘或稍低，而内台地地区出露（图 6-7）。外台地和台地边缘可以有短暂的地表出露。一般说来，主要的淡水作用将分布在内台地。那里的淡水成岩作用类似于小规模Ⅰ型海平面下降期所发生的作用。这些作用包括不稳定颗粒的溶蚀（尤其是不稳定的文石和高镁方解石）、少量的渗流带和潜水带胶结物的沉淀以及混合水带的白云石化。超盐度水的白云石化可在Ⅱ型层序界面形成期间发生。与Ⅰ型层序界面不同，这时的海平面是相当短的时间内开始上升的，并向后淹没了外台地区。台地和（或）浅海边缘楔形体的沉积将在下伏台地边缘或其以下位置开始（图 6-7），并作向陆的上超。这里没有Ⅰ型层序界面那样的侵蚀作用，看来斜坡前缘侵蚀不是与Ⅱ型层序界面所伴生的重要作用。

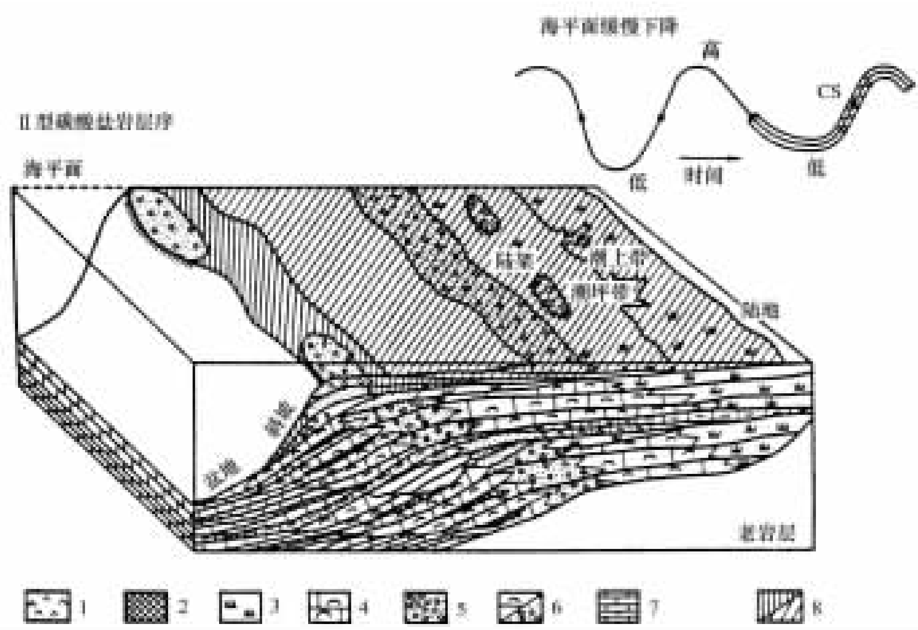


图 6-7　Ⅱ型层序边界形成于海平面的缓慢下降

(据 Sarg,1988)

沉积相:1—硬石膏;2—沉积间断;3—潮坪-潮上带;4—陆架;5—陆架脊;6—斜坡;
7—盆地细粒碳酸盐岩;沉积体系:8—陆架边缘楔和海进沉积

美国阿肯色州和路易斯安那州北部的斯马科弗组灰岩(侏罗系牛津阶),是一个研究很充分的以Ⅱ型层序界面告终的碳酸盐台地。它由两个向上变浅的高水位期体系域组成,在每个高水位期的晚期,都表现为追赶型沉积,油气储层为厚层鲕粒灰岩。海水胶结作用不常见,但在薄层中有分布,所充填的主要是粒间孔隙。上部的那个高水位期体系域在阿肯色州中部上覆有巴克纳(Buckner)组硬石膏和红层,而在阿肯色州南端和路易斯安那州北部仅有红层。据解释,阿肯色州南部与路易斯安那州北部的巴克纳组,代表了在 144Ma 的Ⅱ型层序界面形成期出现的碎屑和(或)蒸发岩相的突然向下迁移(从内台地向近滨)。阿肯色州中部的内陆架区以鲕粒的溶蚀为主,粒间孔已完全为纯而极细的等轴亮晶方解石所充填。储层级别的孔隙度和渗透率分布在鲕粒状灰岩已发生白云石化的位置(米德韦油气田)。这种成岩作用发生在埋藏和压实之前,可以解释为地表出露效应和淡水成岩作用。溶蚀强度向盆地方向减弱。在阿肯色州南部,孔隙度因以下因素而减小:① 少量的纤维状海水胶结物;② 溶蚀压实作用;③ 粗粒嵌晶方解石的沉淀。海水胶结物并不常见,但可出现于薄层中,胶结物所充填的可能主要是粒间孔隙。

第四节　体系域特征

一、低水位和海进体系域的特征

碳酸盐低水位期体系域和海进期体系域是碳酸盐层序地层学的重要组成部分。低水位

期体系域可分为三类：Ⅰ型低水位期沉积（图 6-6，图 6-8）、Ⅱ型陆架或台地（浅滩）边缘碳酸盐楔形体（图 6-7）以及局限盆地的上超蒸发盐楔形体（图 6-9）。

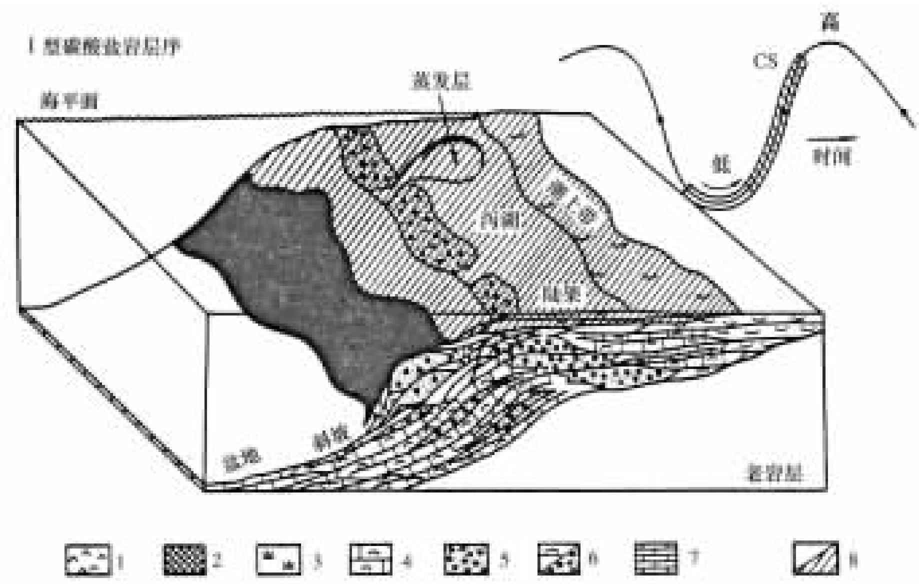


图 6-8　Ⅰ型层序低水位和海进体系域的示意图

（据 Sarg，1988）

沉积相：1—硬石膏；2—沉积间断；3—潮坪-潮上带；4—陆架；5—陆架脊；6—斜坡；7—盆地内细粒碳酸盐岩；沉积体系：8—低水位楔和海进沉积

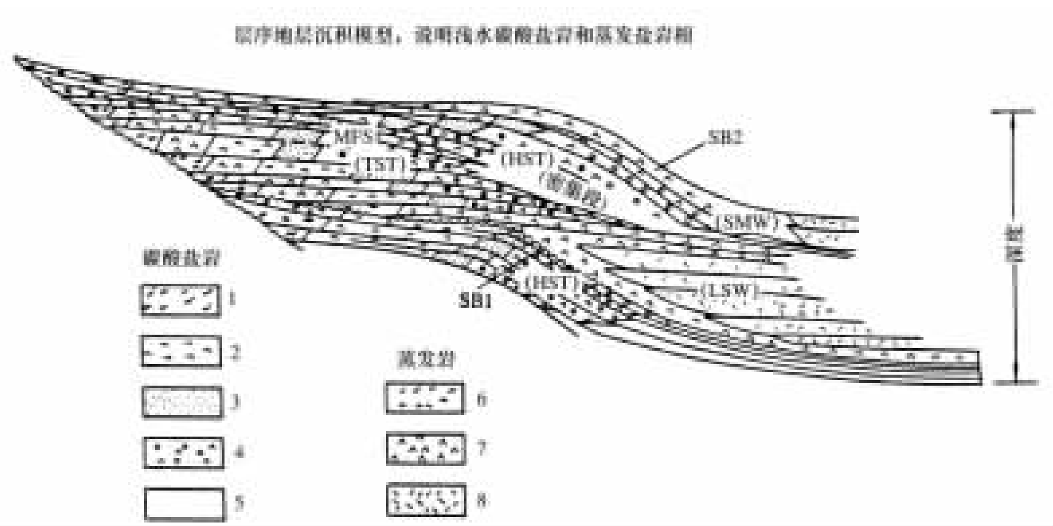


图 6-9　层序格架中蒸发岩-碳酸盐岩相分布综合图解

（据 Sarg，1988）

碳酸盐岩：1—萨布哈；2—陆架；3—陆架边缘颗粒灰岩或礁；4—斜坡；5—盆地/斜坡顶；

蒸发岩：6—萨布哈；7—水下硬石膏；8—盐岩

MFS—最大海侵面；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；LSW—低位楔状体；

SB1，SB2—层序边界；SMW—陆棚边缘楔状体系域

1. Ⅰ型低水位及海进期沉积

Ⅰ型层序的低水位期沉积可以分为“异地碎屑”(来自斜坡前缘的侵蚀,图 6-6)和“原地碳酸盐楔形体”(低水位期沉积于斜坡上部,图 6-8)。这种异地沉积物所形成的楔形体由碳酸盐碎屑流和碳酸盐沙组成,沉积于受侵蚀斜坡的坡脚及其对面。在高水位期进积期间,也会倾泻异地碎屑[即 Cook (1983)所指的斜坡裙和斜坡脚裙],但与低水位期的碎屑不同,它们可以顺着斜坡沉积物向上追索到同时代的台地沉积,而且与广泛的斜坡侵蚀无关。等达到了海平面的低水位期且海平面下降速率变慢,那么就会在变浅的斜坡区发育原地碳酸盐(图 6-8),在这个阶段,缓慢的海平面上升将在斜坡上部和外台地区产生可容空间。同样,低水位期楔形体将回过头来向斜坡和外台地上超。

这种楔形体的发育同时要受盆地水体条件(盐度、流通性)和下伏高水位期前缘斜坡度(陡、缓)的影响。如果盆地保留着正常海水盐度且流通性良好,同时下伏的沉积坡又很平缓,那么就会出现大范围的大量浅水碳酸盐沉积,可发育成重要的低水位期楔形体。比较局限的盆地或很陡的沉积坡度都对低水位期楔形体的发育不利。

当海平面开始发生比较快速的上升时,这种低水位期楔形体就会随之沉没,并受到向陆退缩的海进期体系域的覆盖。在这个阶段沉积位置的向海一侧,在快速加深的环境中出现了低沉积速率,并沉积了一个薄凝缩剖面。薄凝缩剖面通常由页岩状的微晶灰岩组成,含有很薄的带虫孔的泥状灰岩——粒泥灰岩及大量的海底石化硬底。这里的海进期体系域视水体条件和海平面上升速率不同,可以表现为保持型或追赶型的沉积。据解释,当陆架上出现含氧充分的正常海水,且海平面的上升速率慢到使碳酸盐的生产足以赶上可容空间扩大时,就会形成追赶型沉积。保持型沉积的情形与此不同,它在水体条件不大适合碳酸盐产率要求时才可能出现。

(1) 异地低水位期楔形体

得克萨斯州瓜达卢普山的二叠系(上伦纳德统和瓜达卢普阶)碎屑沉积、来自“原始泛大洋”的晚前寒武纪—早奥陶世碎屑和浊流(Cook 等,1983)以及意大利三叠系(下卡尼阶)中的广泛碎屑席,都是这种楔形体的实例。

上述二叠系的实例包括:① 在伦纳德阶维多利亚皮克层序界面上充填了水道的碎屑流;② 碎屑流沉积物的局限楔形体,沉积于与瓜达卢普阶侵蚀陡岩相对的位置,此陡崖切割了格雷伯格滩边缘。至于早古生代“原始泛大洋”的洋盆边缘,表现为碳酸盐台地边缘的广泛破坏。大规模的斜坡破坏导致了海底滑移、碎屑流以及浊流。斜坡的毁坏是与斜坡和盆地区的硅屑沉积及台地的岩溶化同时出现的。意大利三叠系的例子,则是在拉丁尼阶高水位期碳酸盐台地斜坡坡脚上出现的广泛碎屑席,其时代为卡尼期初,据解释也就是拉丁尼阶末的Ⅰ型海平面下降阶段。

(2) 原地低水位期楔形体

在海平面的低水位期,根据结构不同,盆地可具有局限海或开阔海的条件。据预测,封闭的碳酸盐盆地的原地低水位期沉积由保持型碳酸盐组成,主要是富含微晶灰岩的斜坡前缘充填层。如果气候干旱,盆地区将沉积蒸发盐。在低水位期保持着开阔海条件的盆地,预计将发育追赶型的碳酸盐楔形体。

巴哈马滩和圣克鲁瓦(St. Croix)滩的边缘都存在原地低水位期楔形体的例子,它们是在全新世海平面上升的早期沉积的。在这些滩缘堆积了一系列全新世礁,目前已沉积 20m

深的水中。它们已上超到斜坡上部的滩缘，而在圣克鲁瓦滩的实例中，则上超到海底峡谷的上部，而且目前均为全新世进积滩缘的碳酸盐覆盖。

古老原地碳酸盐低水位期沉积的实例有：阿尔卑斯南部白云岩区的三叠系，印尼海中新统纳土纳（Natuna）油气区以及二叠系盆地格雷伯格组的下部。

在意大利北部的白云岩中，Bosellini (1984)的研究发现三叠系有两个低水位期楔体，一个在卡尼阶底部，与 231Ma 的层序界面伴生；另一个位于卡尼阶上部，伴生了 225.5Ma 的层序界面（图 6-10）。在卡尼阶的底部层序，小型礁和台地沉积散布于晚拉丁尼期的盆地中，并为伴生的无化石薄层页岩及浊积砂岩所超覆。一个较晚的卡尼阶高水位期体系域进积于这一低水位期楔形体之上。第二个低水位期楔形体分布于晚卡尼期的层序界面上。在此楔形体沉积期间，卡尼阶台地发生了地表出露。海平面的下降使含有叠层石、渗流豆石及圆锥形构造的潮缘白云岩沉积于斜坡上部（图 6-7）。这一卡尼阶的潮坪层位超覆在卡尼阶的高水位期斜坡上（图 6-10）。

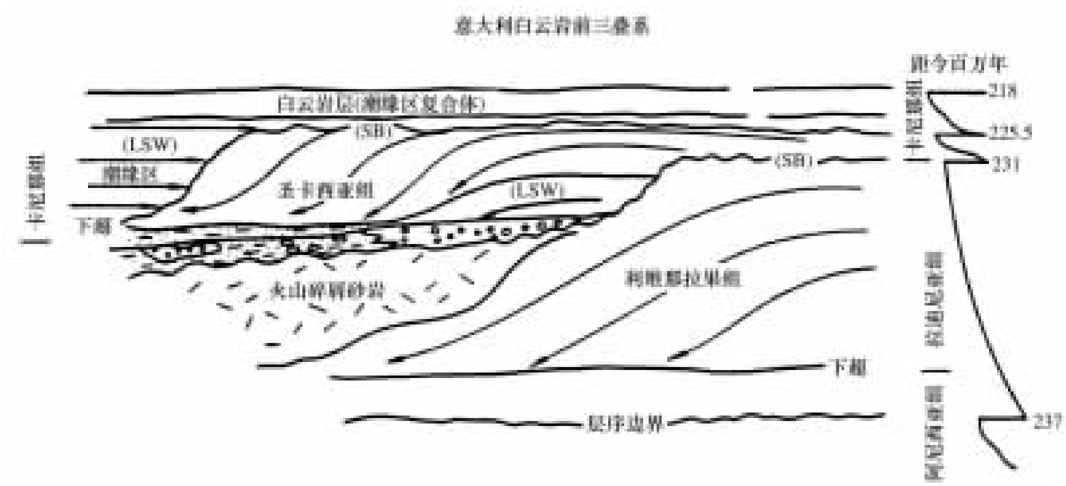


图 6-10　意大利北部白云岩山区三叠系碳酸盐岩层序综合图解

（据 Sarg，1988）

SB—层序边界；DLS—下超面；LSW—低水位楔

2．台地和浅滩边缘的Ⅱ型楔形体沉积

Ⅱ型层序台地（或浅滩）边缘楔形体的实例是美国阿肯色州和路易斯安那州南部的巴克纳（Buckner）组楔形体。这是一个很薄的超覆性台地边缘楔形体，沉积于斯马科弗组高水位期台地边缘的盆地一侧。在相当于麦卡梅帕顿（Mckamie Patton）油田位置划一条线，以北的此楔形体由硬石膏和红色页岩组成，以南为含少量硬石膏的红色页岩。巴克纳组的硬石膏和（或）页岩一般解释为潮坪（萨布哈）成因。在阿肯色州南端和路易斯安那州东北部，它相变为斯马科弗型浅水灰岩（斯马科弗 A 层）。在路易斯安那州的北部，巴克纳组的台地边缘楔形体由浅水鲕状灰岩和藻粘结灰岩相所组成。

3．局限盆地的上超蒸发岩楔形体

第三类低水位期体系域就是局限盆地的上超蒸发盐楔形体，所伴生的既可以是Ⅰ层序界面，也可以是Ⅱ型层序界面（图 6-9）。蒸发盐可以出现在各类体系域中：① 成为退覆性低

水位期或陆架边缘楔形体；② 成为海进体系域的超覆和退缩性单元；③ 成为高水位期体系域台地内部背景中的泻湖和(或)萨布哈相。据预测，海进期蒸发盐出现在海平面缓慢上升阶段，此时台地或浅滩顶部水体保持着超盐度。随着海平面上升速率的增大，盆地性质变得接近于正常海，因而蒸发盐沉积被碳酸盐沉积所取代。有两个例子可以说明这些过程，它们是密执安州的志留系盆地和加拿大西部的中泥盆统盆地。

密执安盆地的志留系礁，是在中志留世两个海平面升降旋回(温洛克期和罗德洛期)期间在一个向盆地倾斜的碳酸盐岩坡地上沉积的(图 6-7)。高水位期沉积的特征是在一个(盐度)分层的盆地中有礁发育，在横向上与盆地内沉积的较薄的纹层状硬石膏泥状灰岩毗邻(图 6-7)。低水位期沉积是在Ⅱ型海平面下降期间出现的。这时盆地受到了局限，礁的生长已经终止，因而 A-1 和 A-2 层蒸发盐岩作为超覆和披盖盆地的楔形体沉积了下来。

二、高水位体系域特征

在海平面相对高水位期出现的碳酸盐沉积体系域，其下界是海进体系域的顶面(在许多场合都是一个下超面)，而上界则是一个层序界面(图 6-1)。高水位期体系域的一般特征是相对较厚的加积-进积形态。它们形成了广布的台地、坡地和进积滩，而且在孤立台地中具有滨外的对应层位。据解释，它们是在海面上升的晚期，海面静止期和海面下降的早期沉积的。

碳酸盐高水位期体系域的早期和晚期部分，普遍反映了在高水位期的早、晚期可容空间和水体条件的不同变化速率。在高水位期的早期，容存空间的增加相对较大，但水体条件并

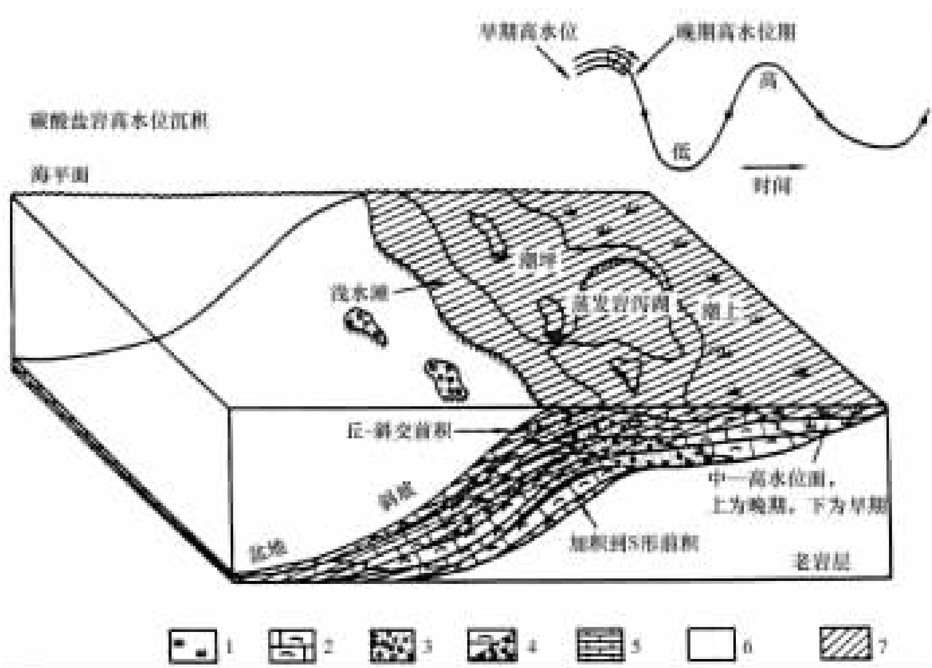


图 6-11　与高水位早、晚期伴生的沉积几何形态立体图解

(据 Sarg，1988)

沉积相：1—潮间-潮上带；2—陆架；3—陆架脊；4—斜坡相；5—盆地细粒相；

沉积体系：6—早期高水位沉积体系；7—晚期高水位沉积体系

不一定有利于碳酸盐的高产率，其结果是在陆架区出现相对缓慢的沉积和加积堆积，并在地震剖面上表现为 S 形反射形式。以后随着全球性海平面开始下降，陆架上可容空间的增加速率也就降低（图 6-1，图 6-11）。陆架水体的流通性和稳定性均变好，因而产生了较高的碳酸盐产率。

台地和（或）浅滩边缘的丘形加积-斜交进积是晚期高水位期体系域的特征。在二叠系盆地的伦纳德层位（中二叠统）中，这一特征表现得很清楚。在一个基本上由碳酸盐组成的早期高水位期 S 形结构之后，可以出现由碳酸盐岩和砂岩混合组成的斜交进积结构。

第七章　层序地层学的研究内容和方法

层序地层学涉及了生物地层学、沉积学和地震地层学的核心内容，层序地层学研究是一项复杂的综合性极强的工程，有自己独特的研究内容和方法。层序地层学主要研究内容包括露头层序地层学研究、地震层序地层学研究以及钻井层序地层学研究等三个方面。

第一节　露头层序地层学研究

一、露头层序地层学研究的主要内容

露头资料是最详细的资料，所以开展层序地层分析亦应从露头开始（表 7-1）。其基本步骤如下：

表 7-1　　露头层序地层学分析内容

项　　目	内　　容
沉积学及地层形式	在可能的地方，识别岩系、主要岩性、沉积环境以及体系域的地层形式
边　　界	运用可容空间概念进行相分析予以确定
用生物地层标定年代	可与全球性海平面升降旋回曲线进行对比
地层单元对比	运用地下资料对比露头间的各级地层单元的边界

① 沉积岩露头的层序、体系域以及准层序的解释，从识别岩性、岩相以及地层形式开始。

② 鉴别构成层序及层序内部地层单元界面的那些不连续面。若露头范围有限，无法区分不连续面，这些层序界面的解释就取决于对相变的认识。因为这种相变与海平面升降引起的可容空间的变化有关。层序界面上下的沉积相发生突变。

③ 从生物地层学的角度确定这些层序单元的年代，并且使之与海平面升降旋回曲线拟合。

④ 对同一时代的露头，再结合地下地质资料一起进行解释。

二、露头层序地层学研究的一般步骤

进行露头层序地层学研究的一般步骤如下：

1. 露头位置的选定

选择露头位置要遵循以下原则：

（1）露头应位于研究区域内或者尽可能靠近研究区，并且与研究的目的层段处于同一时代；

（2）露头位于盆地边缘，相序齐全、出露连续。

2．层序边界和体系域边界的识别与划分

（1）在露头上寻找不整合标志，根据不整合的类型和规模判断层序边界的级别，并划分不同级别的层序；

（2）在层序内部识别初始海（湖）泛面，划分体系域；

（3）进行不同级别层序旋回的识别，初步建立宏观的层序地层格架。

3．露头层序的观测与追踪

（1）对不同级别的界面进行追踪，确定其规模及延伸方向；

（2）收集界面上下反应界面特征的各种地层信息，如颜色变化、岩性变化、地层倾角变化、生物种群变化等；

（3）在主要界面附近密集采样，在界面上下有选择地采样；

（4）测量不同规模层序的厚度；

（5）收集各种沉积相标志，确定沉积相类型。

4．准层序组和准层序的划分与对比

在初步建立的层序地层格架内部，尽可能进行准层序组和准层序边界的识别，建立不同体系域、准层序组和准层序的野外标准地质模型和沉积相模型。

5．高分辨率沉积层序分析

进行精细地层对比，并通过精细地层中的沉积作用、侵蚀作用、沉积间断等记录来判断基准面旋回变化，总结不同的沉积旋回模式。

6．生储盖组合研究

对采集的样品进行室内分析化验，评价生储盖的品质，进行生储盖地质填图，以建立生储盖地质模型。

第二节　地震地层学研究

用地震资料进行地层学解释（即地震地层学方法）是层序地层学研究的一项重要的基础工作。但是，由于地震资料分辨率较露头资料及钻井资料分辨率低，且从根本上说地震反射界面是物理界面，本身不能说明地层的全部地质含义，再加上由于地层厚度的不同，相邻地层间距不同，子波形状、子波延续时间和子波频率不同，以及子波随深度变化在形状、频率上的变化，特别是当地层厚度小于子波波长时，来自不同界面的反射之间相互干扰，使波形畸变，造成解释上的困难。因此，实际用地震资料进行层序地层学解释时，一定要注意结合钻井、露头资料进行综合分析。

一、地震地层学研究的主要内容和方法

1．地震反射面的地质含义

了解地震反射与岩性单元、地质年代的关系，对于根据地震资料进行地层解释是十分重要的。我们知道，当地震波投射到两个速度和密度不同（即具有波阻抗差）的岩层间的界面时，在此界面上会产生地震反射。所以从本质上讲，地震反射界面是物理界面。但是，大量的实际资料证实，岩层中产生反射的物理界面主要为具有速度和密度差异的层面和不整合面。这两类的界面都具年代地层意义。相反，跨时代岩性单元的边界却不存在连续的地震

反射。所以，地震反射界面基本上反应的是地层沉积表面的年代地层界面，而不是穿时岩性界面。这个基本原理是很重要的，也是用地震资料进行地层学解释的基础。因为只有沉积表面，即层面（包括不整合面）是连续的具有波阻抗差的界面，只有它才能构成连续的反射。虽然由于沉积环境、物质来源的变化，在这个界面上的波阻抗差在空间上有所变化，但这些变化只影响反射强度（振幅）和连续性的变化，不会影响它的延续性。相反，岩性地层单元界面（即岩性地层界面）在实际上是指状交互的，是不连续、不平整的。人为对比画出的界面，实际中不存在完整、连续平整的岩性地层界面，所以不能产生连续的反射。当然，在实际工作中我们还应注意几种不同情况下使地震反射界面不代表真正的等时面。

第一，是不整合面，特别是大的不整合面或沉积间断面。由于不同地段的侵蚀作用或无沉积作用的时间长短和时间跨度的不同，可能出现同一不整合面和沉积间断面在不同地段上具有不同的时间跨度和不同的起止时间。但这并不妨碍它作为上下不同时代地层分界面的地质意义。第二，在一些分辨率不同的地震剖面中，由于为了突出构造特征面在处理过程中使用混波、相干加强或者降低频率，造成相邻界面反射的合并加粗，也会出现同一同相轴在不同地段代表不同时间跨度的现象。但从理论上讲，对大段地层的同时性不会产生大的影响。第三，是油、气、水界面，成岩作用面，火成岩（或泥岩、盐岩）刺穿造成的界面，它们可以造成真正的穿时界面。

2．地层尖灭形式与地震反射终止

受区域构造背景、盆地大小、沉积环境及物源供给等因素的控制，任一时间间隔内形成的地层往往在一定范围内分布。因此，任一时间间隔内形成的地层在横向上最终要以各种形式尖灭。例如被动大陆边缘盆地，尤其是上下地层常沿层序界面、体系域界面等以各种不同形式尖灭或变得很薄，从而沿这些界面形成地层会聚带。地层尖灭形式往往如图 7-1 所示。因此，沿这些地层界面地震反射的同相轴就会出现不同的地震反射终止类型，从而形成地震反射的会聚带。用地震资料进行层序地层学分析正是利用了地震反射终止来识别层序、体系域等地层单元。因为在地震分辨率足够高的情况下，沿层序界面或体系界面会出现地震反射终止类型有规律地变化。这里先介绍一下几种基本的地震反射终止类型。

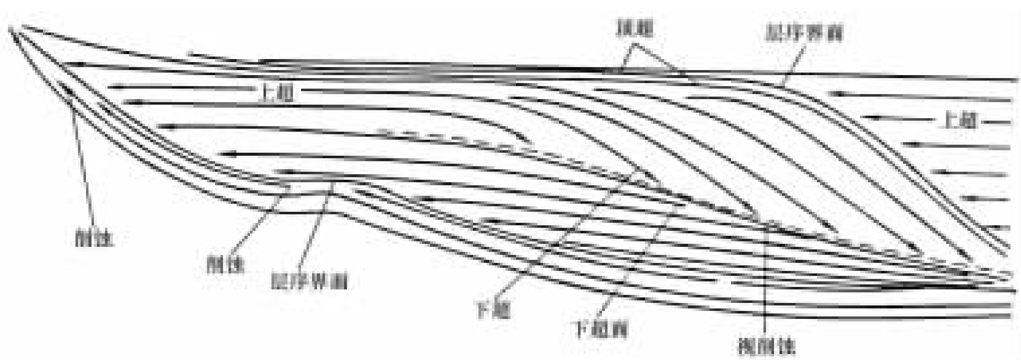


图 7-1　被动大陆边缘地层尖灭形式

（据 Vail 等，1989）

根据地层在地震上的响应将地震反射划分为协调（整一）关系和不协调（不整一）关系两种类型。协调关系相当于地质上的整合接触关系；不协调关系相当于地质上的不整合关系。

它们又根据反射终止的方式区别为削截(削蚀)、顶超、上超、下超、视削蚀(或阶状后退)等5种类型。

(1)削蚀(削截、侵蚀)

层序的顶部反射终止,即可以是下伏倾斜地层的顶部与上覆水平地层间的反射终止,也可以是水平地层的顶部与上覆地层沉积初期侵蚀河床底面间的终止。它代表一种侵蚀作用,说明在下伏地层沉积之后,经过了强烈的构造运动或者强烈的切割侵蚀。

(2)顶超

下伏原始倾斜层序的顶部与由无沉积作用的上界面形成的终止现象。它通常以很小的角度,逐步收敛于上覆层底面反射上。这种现象在地质上代表一种时间不长的、与沉积作用差不多同时发生的过路冲蚀现象。顶超与削蚀的区别在于它只出现在三角洲、扇三角洲沉积的顶积层发育地区。

顶超与削蚀属地层与层序上界面的关系。

(3)上超

层序的底部逆原始倾斜面逐层终止。它表示在水域不断扩大情况下逐层超覆的沉积现象。上超是地层与层序下部边界的关系。

(4)下超

层序的底部顺原始倾斜面向下倾方向终止。下超表示一股携带沉积物的水流在一定方向上的前积作用。最大海泛面在向海方向其上覆地层往往以下超为特征,故最大海泛面也称下超面。

(5)视削蚀(阶状后退)

视削蚀与阶状后退不易区分,往往共生在一起。所谓阶状后退是由(海相)进积而成。此处每个进积体向盆地(海)的伸展都不如前一个远。阶状后退标志着海平面相对上升很快或物源供给变小所致。视削蚀是因沉积物断源导致阶状后退地层单元向盆地变薄引起。视削蚀与阶状后退都标志最大海泛面(或密集段)的位置。

3. 地震反射参数的地质意义

地震反射形式可用地震相单元来确定和描述。它是在一定地质背景下一定地层形式的地震响应。数个地震反射同相轴终止于同一反射面,该反射面可以确定为地震相单元的边界。在某些特定地层形式地层中,整一的反射也可以作为这些地震相单元的边界。地震相单元顶底地震反射终止可有前述几种类型。地震相单元可用各种地震反射参数来描述。

(1)地震反射参数的地质意义

地震资料中所使用的地震反射参数及其地质意义如表7-2所示。

表7-2　　地震反射参数及其地质解释

地震相参数	地质解释
反射结构	层面形式,沉积作用,剥蚀及古地貌,流体界面
反射连续性	层面连续性,沉积作用
反射振幅	速度-密度差,地层间隔,流体成分
反射频率	地层厚度,流体成分
层速度	岩性,孔隙度,流体成分
地震相单元的外形和平面结合	沉积环境,沉积物源,地质背景

各种地震反射参数的划分和地质解释在有关著作中已有详细论述，此处不再重复。这里只是简要介绍一下地震反射结构。

图 7-2 列举了三种基本反射结构：① 无反射结构，即几乎不存在反射界面；② 层状反射结构，具有平行或发散性反射，且有一定程度连续性；③ 杂乱反射结构，反射波不连续，通常为丘状或内部扭曲，需要与绕射结构相区分。

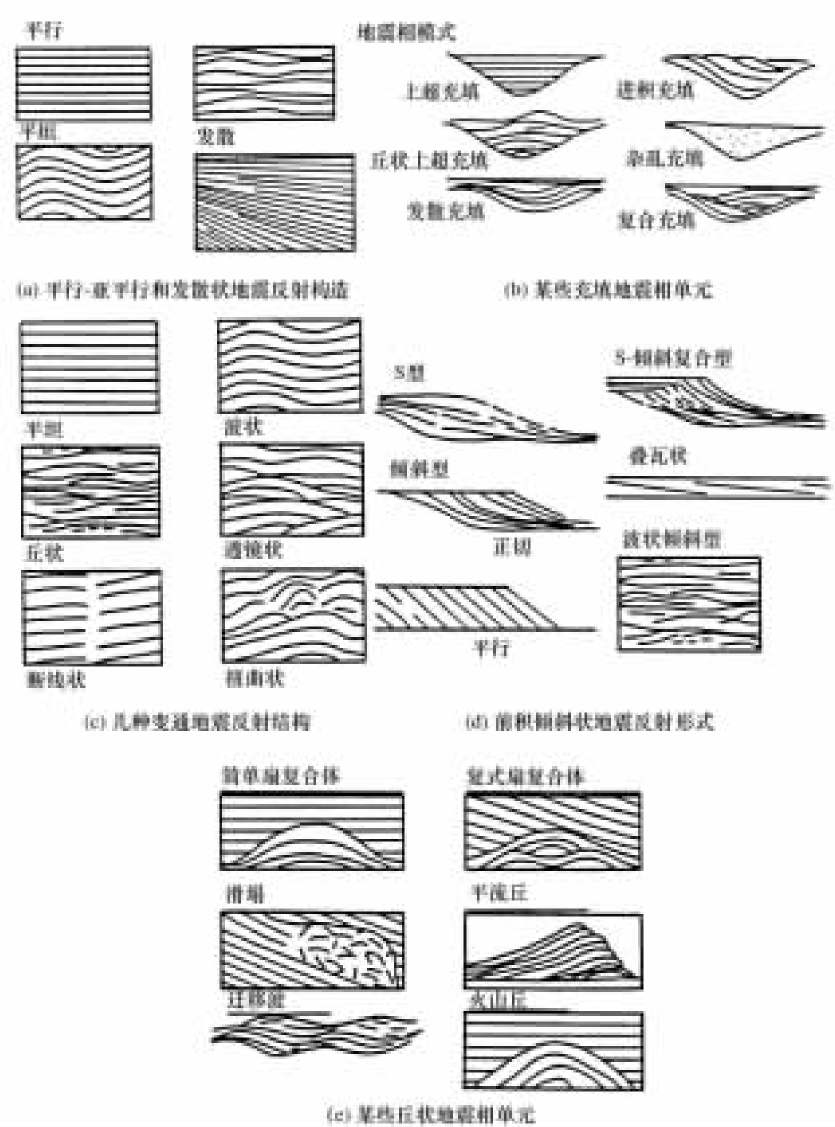


图 7-2　地震相单元内部常见地震反射结构

（据 Mitchum，1977）

无反射结构一般表示岩性均质单一。在碎屑沉积体系中，这种反射结构可能表示砂层或页岩非常均质。在碳酸盐-蒸发岩体系中，则可能表示为盐岩或块状碳酸盐岩焦核。无反射结构也可产生于块状火成岩，陡斜沉积物或多岩性沉积后发生的强烈均质化作用，如滑塌沉积。

层状反射结构可简单可复杂。简单层状结构包括平行或发散型地震反射。平行或亚平行结构反映了在一稳定均匀下沉面上的匀速沉积。波状结构也称乱岗状反射结构，由不规的、不连续、亚平行的反射组成，常有许多非系统性的反射终止和同相轴分裂现象，波动起伏幅度小，接近地震分辨率的极限。代表一种分散弱水流或河流之间的堆积、前三角洲或三角洲之间的指状交互的较小的斜坡朵叶地层。发散状结构表示平面上沉积速率不均一、沉积面逐渐倾斜，或这两种现象兼而有之。

进积式结构包括 S 型和斜切型结构。这两种结构是由反射沉积面，也就是从浅水区向深水区的平缓倾斜面进积发展而成。由此而形成的地震结构可分上（顶积层）、中（前积层）、下（底积层）三个层。如果上层代表沉积于波浪扰动浅水环境的砂岩和页岩，那么该地震相单元由三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲沉积组成。图 7-2 中所示的也是充填地形谷或构造向斜的地震反射形式以及与各类水下丘有关的丘状反射结构。

通过研究地震相单元的外部几何形态及空间展布，可以了解总的沉积环境、沉积物源和地质背景。外部几何形态可以分为席状、席状披盖、楔形、透镜状、丘形和充填型，等等。

（2）地震相图的编制

当搞清了地震相单元的地震反射终止形式、内部反射结构和外部几何形态后，就需编制表明这些关系的图件。地震相图的编制没有一成不变的规则。其中反射形式图与沉积单元厚度（这里指等时的）综合图是非常有用的图件。实用的地震相图包括：反射终止形式图（这些图可以反映地震相单元顶底终止形式）、内部反射结构图、等厚图（或等时图），用来标定岩性的层速度图和地震参数的定性定量图（如反射连续性、振幅或频率中这三种参数综合图）。

4. 时频分析识别层序地层单元

时频分析是在穆申（俄）（1990）提出的构造层序旋回基础上，通过地震信息描述层序几何形态，将层序界面划分为四大类，即急剧界面、粗糙界面、薄互层界面和不明显界面（图 7-3）。急剧变化界面、粗糙界面与P. Vail（1977）的 Ⅰ 型和 Ⅱ 型层序界面相当，反映了具有

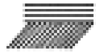
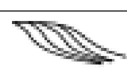
界面类型		对应地质界面	地层模式	地震模式	层序单元	识别手段
穆申（俄）（1992）	笔者（1994）				Van Wagoner（1988）	
急剧变化界面	不整合面	高角度不整合区域不整合		 剥蚀  上超  下超	超层序 | 层序	露头 + 地震
粗糙界面	沉积间断面	明显的沉积间断面		 整一  顶超	层序 | 准层序组	地震信息
薄互层界面	湖侵面	薄互层组成的界面		 单轴反射整一	准层序 | 岩层组合	地震 + 测井
不明显界面	?	层理面、岩性分界面		不可分辨	单层 | 纹层	测井 +岩心 或露头

图 7-3　四种层序界面模式

较大沉积间断的不整合面;薄互层界面强调地震反射层是一个时间界面的特点,为一薄互层叠置的地震响应结果,可根据地震资料的反射品质确定地震可识别界面的下限,即薄互层界面;不明显界面是指直接利用地震信息尚不能直接识别的界面,可通过井点约束的高分辨率处理加以识别。以此四类界面为边界将层序划分为五种类型:正韵律、反韵律、正—反结合、反—正组合、交互韵律(图 7-4)。

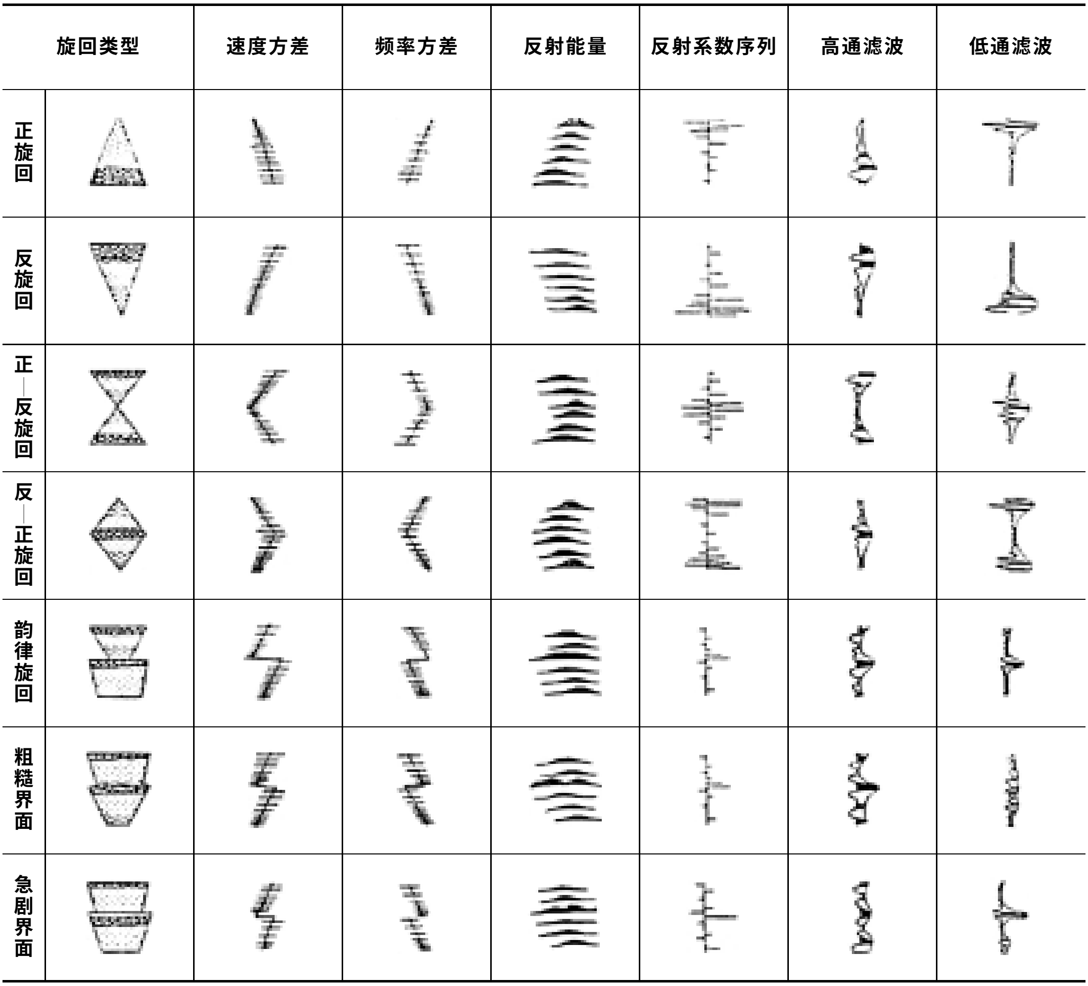


图 7-4　层序体序旋回剖面模式

根据剖面的构造特征及沉积层序的分布,确定几个测点,作垂直时频分析。在有钻井的地方,井位点是必选的时频分析点,以便于地震资料、时频分析结果与钻井资料的联接对比。时频分析是层序地震学分析的重要工具,用来阐明各级地震层序体内部精细结构,并预测其物质成分。根据时频分析结果,可以获得有关层序体沉积旋回性,水进、水退、沉积相、有关储层、盖层分布以及沉积间歇面等补充地质信息,并使用于地质预测阶段。使用时频分析,可以容易实现各种地球物理资料,如地震和测井,在同一级别的研究目标上的综合解释;可以容易地实现经过断层或反射空白时两侧反射层位对比。

时频分析柱状图由滤波扫描输出道组成,相邻滤波器极大值频率由滤波扫描频率范围和滤波器个数来确定。最低的频率间隔应满足频率域离散采样定理要求,保证地震旋回体

响应的频率方向性改变有清晰的反映。

时频分析柱状图的解释，首先根据反射波在不同的频率上的特点，划分沉积间歇面（由低频到高频分布的反射能量）和剥蚀面（低频反射能量，高频急剧衰减），再根据反射波频率方向性的改变，划分地震旋回体。解释成果和分析记录道的 CDP 点号同时记入文件，留作层序体横向对比追踪使用。

时间～频率分析技术其实质就是多频段滤波描述，它采用了零相位三角形滤波器和递归滤波的算法，具体实现时对输入地震道或一段剖面做由低频到高频的滤波处理，每次滤波后产生一个输出记录，再把若干个滤波器的输出按频率由低到高，并以一事实上比例排列形成了横轴为频率、纵轴为时间的时频分析柱状图。图 7-5 是利用 VSWAN 软件对过井剖面做了时频分析所得到的时频分析柱状图，可看到目标层段内的沉积旋回特征。

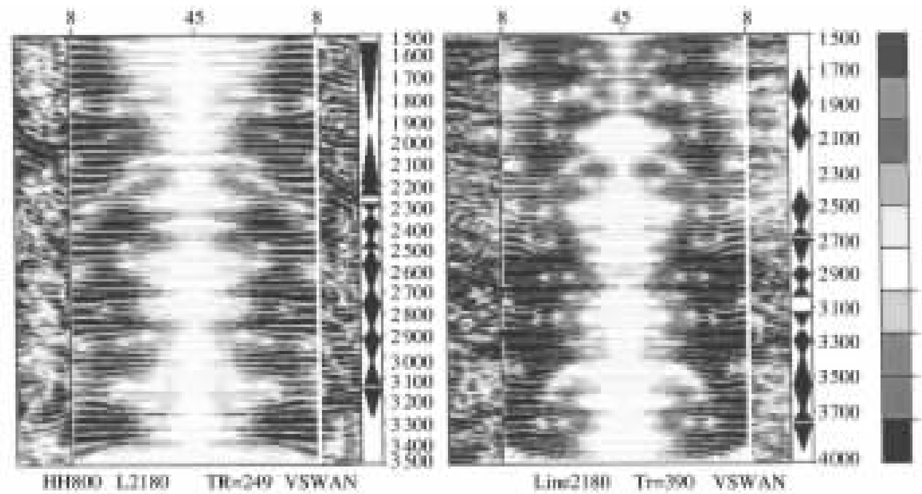


图 7-5　东濮凹陷 INLINE2180 测线时频分析柱状图

二、地震地层学研究的一般步骤

地震层序地层综合分析的一般步骤如下：

1．选择地震剖面

选择地震剖面需要注意以下原则：

（1）根据研究的精度选择不同的地震测网密度，以能分辨出不同级别的沉积体；

（2）选择地层发育齐全、厚度大而又能延伸到盆地斜坡上的地震剖面；

（3）尽量选择与主水流方向平行的、前积结构清楚的过井剖面；

（4）尽量避开断层和地层厚度过薄的隆起区和剥蚀区；

（5）当有几个沉积中心时，分别建立每个沉积中心的标准剖面，便于研究它们之间在沉积历史上的差异与演化。

2．识别不整合面及划分地震层序

（1）在地震剖面上识别上超、顶超和削截，以确定层序边界，也可以通过时频分析来划分层序；

（2）在选定的基干剖面网上进行层序边界的追踪，从而在全盆地内统一划分地震层序；

（3）利用合成地震记录标定地震层位，从而实现井震联合印证解释。

3．体系域的识别与划分

（1）存在下超面时，下超面为最大海（湖）泛面，不存在下超面时，地震剖面上最远的上超点或者强反射为最大海（湖）泛面。另外也可以从时频分析图上识别最大海（湖）泛面；

（2）有坡折存在时，坡折上第一个上超点为初泛面，无坡折时，地震剖面上位置最低的第一个上超点为初泛面，初泛面之下常为杂乱反射、乱岗状反射，初泛面之上常为平行、亚平行反射；

（3）在识别出最大海（湖）泛面和初泛面的基础上进行全区追踪划分体系域；

（4）利用合成地震记录进行最大海（湖）泛面和初泛面的标定，在钻井上进行体系域的划分作准备。

4．地震相及沉积相研究

（1）根据层序内部地震反射的几何参数（反射结构、外形）、物理参数（振幅、连续性、频率）、关系参数（平面组合关系）等识别不同的地震相，并以体系域为单位做地震相平面图；

（2）结合钻井资料和特定的地震相，建立沉积相和地震相关系图版；

（3）根据沉积相和地震相的对应关系图版以及沉积相的平面组合关系，将地震相转换为沉积相。

第三节　钻井层序地层学研究

在钻井层序地层学研究过程中所用到的钻井资料包括测井曲线、岩样、岩心、古生物、地化等，并通过合成地震记录与地震资料相结合研究。

钻井层序地层学研究的主要内容和步骤如下：

1．古生物学研究

特定的地质历史时期具有特定的气候环境和地质条件，从而形成特定的古生物及其群落。古生物对环境的变化具有灵敏的指示作用，因此可以通过古生物及其群落来判别地层年代、古水深、古气候等。

古生物种属及其群落在地质历史中的演化过程一般是连续渐变的，演化的中断或者代表其他环境的古生物群落的出现（如生物数量和种属的突变）预示着沉积间断，以此可以判断层序边界。另外生物（贝壳）碎屑层、植物根迹化石等也是层序边界的常见标志。

凝缩段是在最大海（湖）泛过程中形成的，是沉积速率极其缓慢条件下形成的连续沉积，虽然沉积的厚度很薄，但是代表的沉积时间很长，其中的古生物连续演化，分异度却是整个层序中最大的。

2．岩样和岩心分析

通过分析岩样和岩心的岩性、颜色等识别不整合面。不整合面处往往存在暴露、侵蚀的特点，界面上下岩性突变、沉积相突变，出现红层、植物根迹、古土壤等（图 7-6）。还可以通过岩心识别初始海（湖）泛面和最大海（湖）泛面。

对取心段进行沉积相分析，确定典型的沉积相类型，判断水深变化。

在对取心段进行层序边界识别、层序划分、体系域划分和沉积相研究之后，建立岩相骨架剖面。

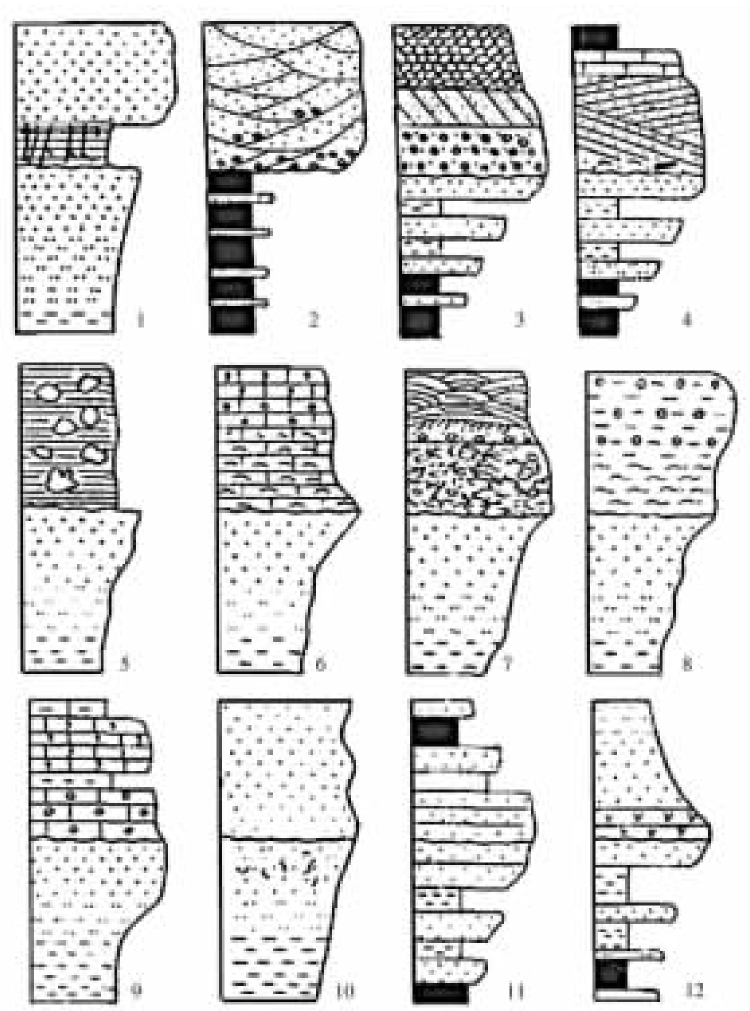


图 7-6　层序边界部位的岩石学标志(据魏魁生,1997)

1—根土层;2—浅水相覆盖在深水相之上;3—河床滞留砾岩;4—水进滞留砾岩;
5—钙质结核;6—上覆风暴岩;7—上覆洪积岩;8—上覆滑塌及碎屑流沉积;
9—上覆鲕粒,生物屑灰岩;10—上覆储集性能好的砂岩;11—沉积旋回变化;12—上覆火山岩

3. 测井曲线分析

多种测井曲线组合识别层序边界、最大湖泛面。常用的测井曲线组合有自然伽马—视电阻率曲线、自然电位—视电阻率曲线等。层序边界在测井曲线上常常表现在测井值的突变(图 7-7)。另外,可以通过建立岩芯—测井曲线剖面,研究层序边界、初始海(湖)泛面和最大海(湖)泛面的典型特征,从而在非取芯井段通过测井曲线来识别层序边界、初始海(湖)泛面和最大海(湖)泛面。

通过地震合成记录,将井与地震剖面联系起来,从而验证和校正层序边界、初始海(湖)泛面和最大海(湖)泛面。

4. 地球化学资料分析

层序边界、初始海(湖)泛面和最大海(湖)泛面处的地化资料有明显特征,如层序边界处

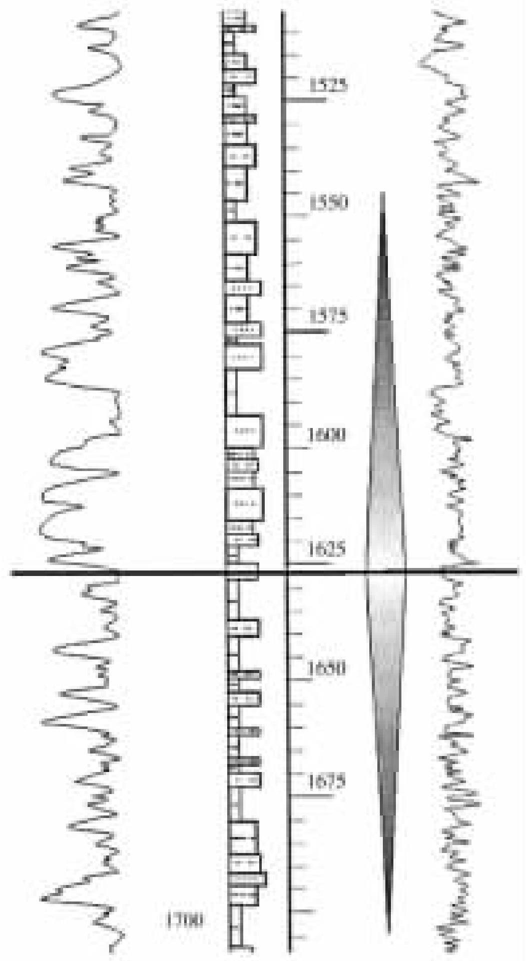


图 7-7　松辽盆地鱼深 1 井层序边界特征

褐铁矿的含量会明显增加，而层序内部其含量则明显减少。

另外有些元素对水深变化很敏感，可以利用其变化来判断水深。如用 Mn^{2+} 和 Fe^{2+}/Mn^{2+} 的相对变化来反映水深变化，这一点在层序边界的识别标志一节中有详细介绍。

5. 相对海(湖)平面变化分析

综合古生物、沉积相（包括砂岩含量、泥岩含量、泥岩颜色等）、地化等资料绘制相对海（湖）平面变化曲线。

6. 建立钻井层序地层剖面

综合古生物、岩样、岩心、测井等资料，配以相对海（湖）平面变化，参考地震剖面，建立沿水流方向的层序地层学剖面。

第二篇

层序地层学其他学派观点

第八章　成因层序地层学

第一节　成因层序和沉积层序的对比

一、层序界面选择上的差异

作为划分层序的边界，不同学派有不同的选择，差别最大的有两大学派。以 EXXON 研究人员 Vail、Wagoner 等为代表的学派，强调以不整合面及其对应的整合面为层序边界；以 Galloway 为代表的学派，则强调以最大湖泛面以及对应的沉积间断面为层序边界（图 8-1）。

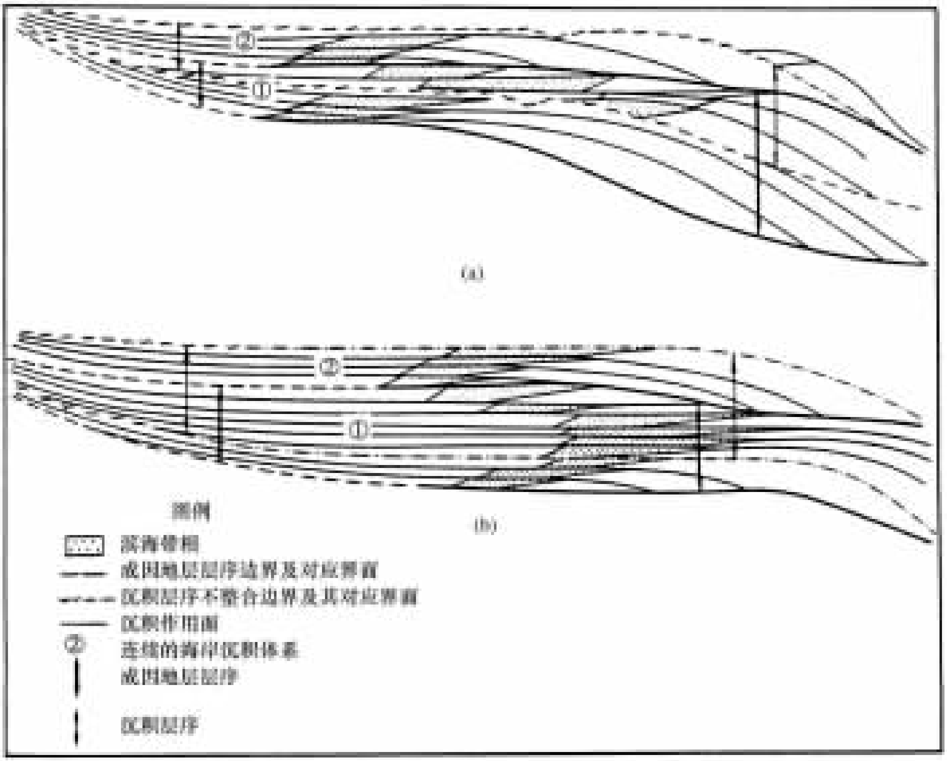


图 8-1　以陆上不整合面为界的沉积层序（类型Ⅰ）（据 Vail，1987）
和以最大湖泛面为界的成因地层序列（据 Galloway，1989）的对比图

Galloway 所划分出的层序称为成因层序，它是建立在 Frazier 的沉积幕式概念基础上。一个成因地层序列定义为一个沉积幕的沉积产物。

EXXON 学派划分的层序称为沉积层序，它是建立在海平面周期性变化基础上的。绝对海平面变化曲线是由不同周期、不同幅度、低于呈正弦曲线变化的许多海平面变化曲线叠加而成的复合曲线，它与构造沉降曲线叠加，便可得到相对海平面变化曲线。相对海平面曲线的下降代表陆棚侵蚀，对应层序边界形成时间。因此 EXXON 学派所划分的沉积层序就

是这样相邻两个海平面相对下降期间所沉积的地层。

二、层序分析的对比探讨

成因成序与 Vail 等提出的沉积层序间有很多相似点，成因地层层序非常类似于 Van Wagoner 的准层序组，它们共同起源于 Frazier 的沉积旋回分析，但在界面的选择和解释目标侧重点上有分歧。

EXXON 公司成员主要利用地震资料来解释地震地层。通过地震反射确定界面——沉积面或侵蚀面的形态和分布。再根据在层序内与层序不整合界面的关系来解释沉积体系与沉积体系域。与之相对应，Galloway 主要用井的资料来进行沉积体系分析，Galloway 的成因层序地层分析就是在已确定的沉积体系的三维相格架内分析寻找层序界面。

成因层序与沉积层序间的区别主要集中在如下三个方面。

① Vail 等人强调全球海平面变化是层序发育的主控因素；虽然 Van Wagoner (1987)的定义中再三强调海平面不是层序发育的惟一控制因素，但 Vail (1987)在论文中所定义的层序是在全球性海平变化的一个周期内形成的，这无疑还是强调了全球性海平面变化是层序发育的主要因素。EXXON 公司所定义的层序模式中的许多概念，如广泛分布的陆表不整合面、低水位、高水位都与全球性海平面所决定的沉积物供应和沉降有关。

成因地层层序模式保持和强调了 Frazier (1974)的结论：“层序是在相对基准面或构造活动稳定时期沿盆地边缘沉积的一套沉积物的组合”。这个模式考虑了沉积旋回产生的三个变量。

② Vail 等人强调以不整合面或对应的整合面为层序边界；Galloway 强调以最大海泛面为层序边界，在海平面周期变化曲线上相差 180°(图 8-1)，换句话说，EXXON 的沉积层序是以最大海泛面为中心的，而成因层序是以最大海泛面为边界的(图 8-1)。

③ 两种层序模式对陆架边缘侵蚀、退积的时间、过程和作用强调不一致。EXXON 模型中海平面快速下降到陆架边缘之下导致陆上深切谷下切、斜坡上部的剥蚀或沉积物路过以及低水位水下扇的沉积，海平面下降变缓慢或海平面的稳定导致深切谷充填。成因地层层序模式表明，陆架边缘和斜坡上的侵蚀作用和退积是一个不断发生的过程，这个过程是受陆架边缘及斜坡上部的不稳定性所控制的，也受沉积物供应速率随时间和地点的变化、盆地的水文地质特征、海岸和陆架的几何形态以及基准面变化的控制。海底峡谷的形成、充填以及海底扇的沉积可以在一个沉积旋回幕的任一时刻形成。最大海底峡谷的形成和上超楔的沉积经常是在快速进积的陆架边缘上发生了首次最大海侵之后形成的(Galloway，1988)。

第二节　沉积旋回和成因层序

一、沉积旋回和成因地层层序模式

Frazier (1974)建立了确定成因地层单元及其内部组成的概念模型，这个模型适用于具有顶超的碎屑岩沉积盆地。他总结了成因层序地层学基础的几条原则：

① 陆源碎屑沉积物的物源是外来的，沉积物主要由河流携带至盆地的边缘，因此盆地

古地貌的主要变化应包括主要冲积河流的变化。

② 盆地的充填不是持续的，其中伴随着重复性的沉积间断。在任何时期，活跃的沉积只局限于盆地的某一局部地区，其他地方只有少量陆源碎屑物沉积，大部分地区无沉积。

③ 水下沉积间断面所代表的时间隔随地区而变；在所有地区，这些间断面将不同时代的沉积事件的沉积物分隔开。

④ 沉积事件之间被最大海泛时期形成的滨岸线以内的盆地方向的沉积间断面所分隔开，这沉积事件就形成了以边界为界面的成因地层单元，Frazier 称其为“相层序”。类似的地层单元曾被称为准层序。

⑤ 在一个相层序内，进积、加积和海侵相的位置是可预测的。

⑥ 在多数盆地中，存在许多不同级别的进积-海侵旋回，大的旋回中有许多小的旋回。

虽然 Frazier 没有采用“沉积层序”这个术语，但他定义的“沉积体”是由侵蚀面、无沉积作用面及其对应的整合面为边界的层序地层单元，这个定义不同于 EXXON 研究组的定义。EXXON 研究组所定义的沉积层序是由广泛分布的陆上不整合面为边界的地层序列。Galloway 在 Frazier 的基础上建立的层序地层单元，非常适合于具前积式碎屑充填的盆地。

二、沉积旋回和成因地层层序

在一个沉积旋回中，盆地边缘沉积体向盆地中进积，使沉积物在一定的沉积体系中聚集，这些沉积体系包括深水斜坡体系，盆地平原体系、近海体系（三角洲、岸带和陆棚）和大陆沉积体系（冲积平原和洪积扇）。当盆地边缘前积体越过某一参考点时，斜坡、陆架边缘、陆架和海岸平原这四种深水沉积环境也相应地连续经过该参考点。一个理想的沉积旋回是由海岸线的前进和后退所记录的，或者是由陆架边缘的进积和沉没（水体变深）所记录的。

图 8-2 表示了一个理想沉积旋回所产生的成因地层层序的时间格架和相展布。图上部的时空表示主要沉积环境间的时空关系。下部的剖面图反映了成因地层层序内的地层结构。一个沉积旋回或层序是由三个要素组成，即顶超（退覆）部分、上超或海侵部分、反映最大海泛的边界。

顶超部分包括：① 砂质河流相、三角洲平原相以及反映海岸平原加积的浮湖/海湾相；② 沙质滨海地区的前积沉积物，向陆方向覆盖在前期沉积层序的海泛台地上，向海方向覆盖在前期层序的大陆斜坡上；③ 斜坡上的进积和斜坡下部的加积的混合。

上超部分包括：① 海岸线后退期间或后退之后形成的海岸相和陆架相沉积；② 斜坡上部或大陆边缘的沉积物在重力作用下重新沉积在斜坡脚处形成的裙状物。

简言之，图 8-2 表示了一种理想的成因地层层序模式，这个模式中表示沉积旋回在海侵期间，基本上没有沉积，沉积物是在进积或海退过程中形成的。在这种条件下，海进过程的沉积物只是一些不连续的薄层的、覆盖在侵蚀面上的重新改造物。如果在海侵过程中，有大量的沉积物供应会导致厚层沉积物，这些沉积物记录了沉积事件向陆逐渐后退的整个过程（图 8-3(a)）。术语“退积”对于描述长周期的（缓慢的）海岸线或陆架边缘的后退是很有用的。

最后，成因地层层序由两个地层界面所包围，这两个界面是记录了海侵期间，特别是最大海泛时期大陆架和斜坡地区的沉积物缺乏。

重要的是，Frazier 的模式也认为，成因地层层序的向陆方向存在陆表间断面（图 8-2）。

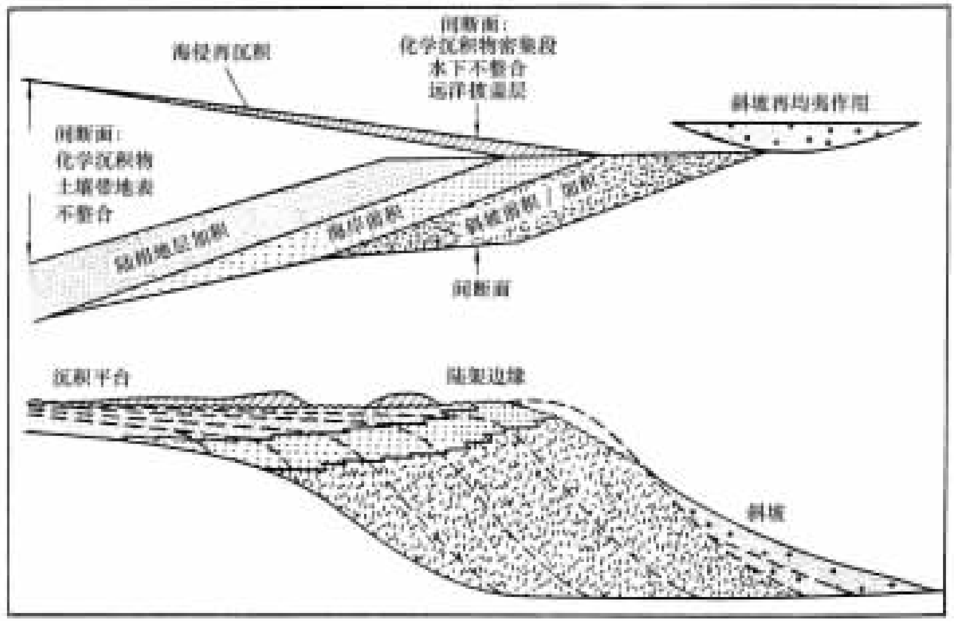


图 8-2　**一期沉积旋回所产生的成因地层层序的理想地层格架**

（**据** Galloway，1989）

当海平面有下降或盆地周缘有抬升，则导致层序边缘无沉积，形成深切谷，甚至低角度削蚀。这个剥蚀面就是 Vail **的** Ⅰ **型层序边界**（1984）。**然而，这个界面作为区域性层序边界是建立在这样一个假设之上，即盆地边缘的地层结构只受全球性海平面下降到陆架边缘所决定的。后来，**Vail **和** Van Wagoner **重新定义了** Ⅰ **类不整合边界，认为当海平面下降到岸线坡折处，这类层序边界就可以形成。这个新定义，强调了形成** Ⅰ **类层序边界，海平面不需要下降太多。与此同时，这个新定义减少了这个陆表侵蚀面的地理分布范围和作为地层边界的重要性，而增加了构造运动对该地表侵蚀面的影响。**

图 8-3(b)、(c)**表示了穿过三角洲前缘和三角洲间湾的剖面中典型相组合的时空关系。在海岸后退过程中，沉积物供应充足，逐渐的海进控制了地层的上超。三角洲前缘和前三角洲相组成前积相单元，三角洲平原为盖层。当前积层延伸到下伏陆架边缘时，陆架边缘相，三角洲前缘和前三角洲相的厚度增加，重力流搬运成为建造深水斜坡沉积的主要因素。斜坡包括前积形成的三角洲体系和具顶超的水下扇、扇裙体系等混合建造。**

在三角洲之间的地区（**图** 8-3(c)），**富沙或富泥的海滨平原加积到前积旋回形成的陆架台地之上。陆上海岸平原分布有很多细支流而形成支流平原**（Galloway，1981），**加积到海滨平原上。陆架边缘以泥岩沉积为主，沉积速度很慢。斜坡下的沉积物是由前期沉积物改造形成的前积和加积沉积物组成。这里的陆架坡折比强烈进积的三角洲前缘区平缓，因此在随后的退积过程中再改造作用不强烈，随沉积中心转移，沉积物沿海岸从相邻三角洲前缘搬运，故三角洲间的海退建造为零星分布。像墨西哥湾西北部这种浪控海岸的退积沉积物，海泛期间以障壁湾和泻湖沉积体系为主。基准面的上升保持了加积海岸平原的河流，海湾/泻湖沉积体系，在海岸平原沉积了薄层加积和薄层海侵沉积。**

包括富沙的陆架体系沉积主要形成于海进或海泛时期（Swift and Rice，1984）。**因为陆**

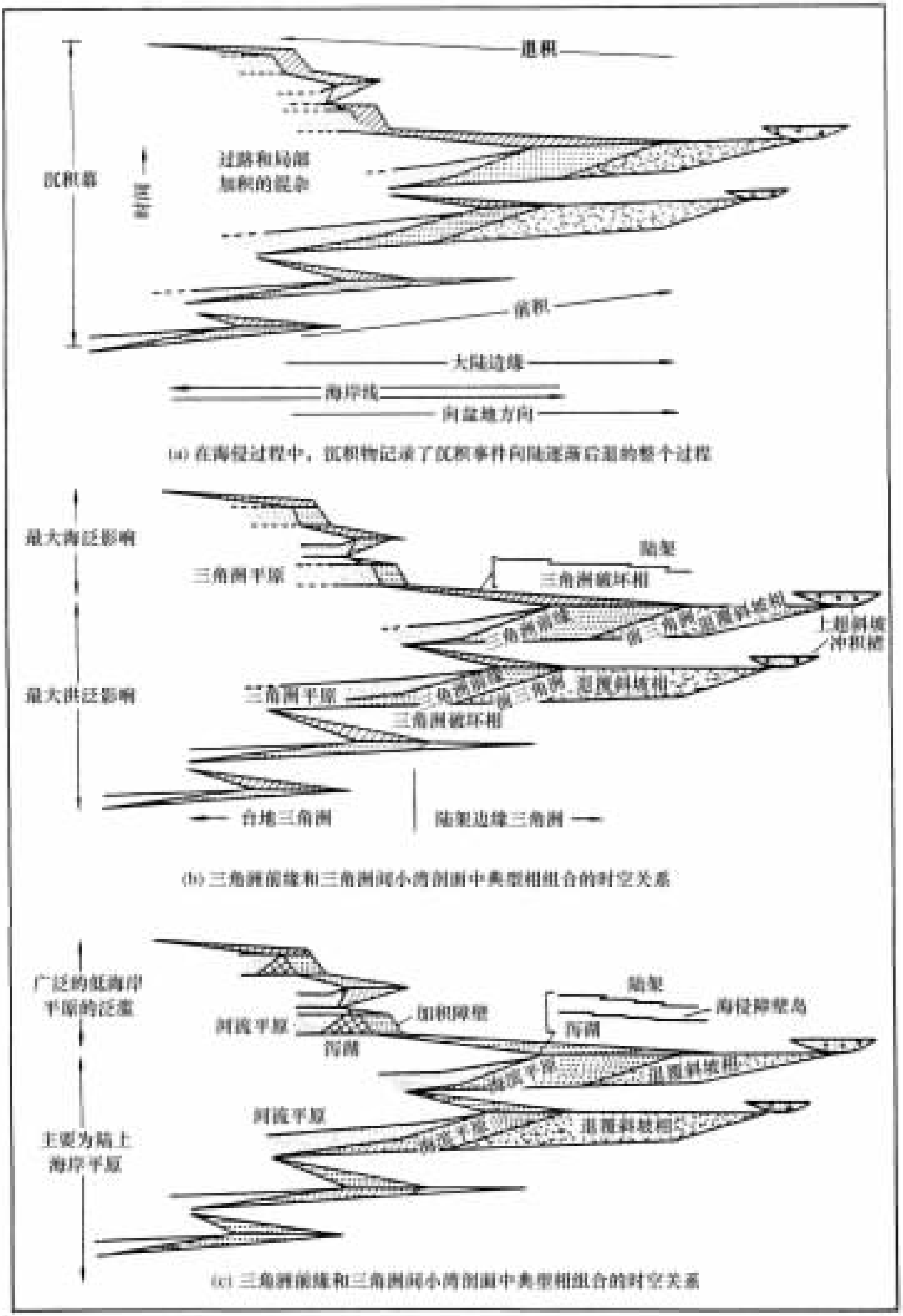


图 8-3　**不同地质背景上产生的成因地层层序的时空格架示意图**

（**据** Galloway，1989）

架沉积是由海进沉积和退积建造经改造再沉积的，故它们的分布状态反映前期沉积旋回形成时的古地形。这些沉积属于成因地层层序中的一部分。

简言之，成因地层层序是一沉积序列，它记录盆地边缘海退建造和以大范围分布的盆地边缘海泛为界的(图 8-1)盆地充填物。代表最大海泛面的沉积面或侵蚀面通常是两个较大的三维沉积体系的界面。在层序内部，沉积体系的相关组合可通过确定砂岩分布格架来确定和描述。这种以海泛面为边界的、由成因上相关的，沉积体系组成的层序与 Vail (1984)的沉积层序有根本的区别。Vail 层序以低水位期不整合为界，它的最大海泛面在层序中部并将较老的退积沉积体系与较年轻的前积沉积体系联系起来(图 8-1)。在成因地层层序中，海岸平原、河流相、三角洲、三角洲间海岸区、陆架和斜坡沉积体系的演化模式均可识别和预测。

三、沉积旋回产生的原因

许多盆地边缘沉积中的旋回性沉积很强，并由此形成层序，这就提出了旋回产生的起因问题。通常认为随时间周期性变化的海平面变化是沉积旋回产生的主控因素(Vail,1984)，但也有不少学者强调反映三种基本因素的共控沉积模式，它们分别是全球海平面变化、陆源物质供应和盆地沉降速率(图 8-4)。

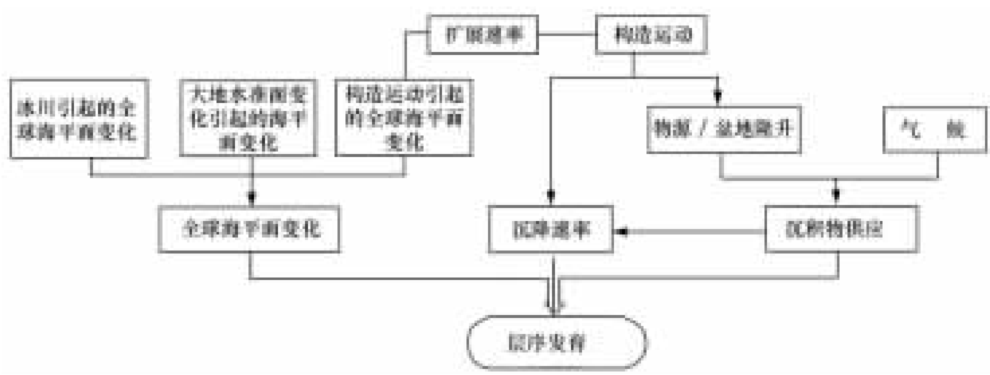


图 8-4　影响进积式盆地边缘沉积历史和层序地层的变量

(据 Galloway，1989)

层序格架是全球海平面变化、沉积速率和沉积物供应的共控结果

海平面变化直接影响海岸线位置，从而影响河流进入盆地的位置。绝对海平面升降由海盆体积变化、水体体积变化和大地水准面的变化所决定。

陆源沉积物的供给取决于源区地貌和区域气候。在小区域上，自旋回过程扮演着一个重要角色。

盆地沉降速率基本上是局部和区域板缘和板间热力和压应力状态的产物。绝对沉降速率和速率的变化决定着盆地边缘的地层建造(Pitman,1978)。

在适当的条件下，沉降、隆起、沉积物堆积和海平面基准面变化速率在 1～100m/1 000a 的范围内，可以接近最大值(图 8-5)。因此，如图 8-6 所示，反应盆地边缘进积、加积、退积和海侵的沉积建造的完整序列可由沉积物注入量的变化、沉降速率或海平面变化三者独立产生。在基本建造中，无论哪一种变化发生，地层形式看上去是相似的。成因层序地层学是进

积沉积物及随后的退积或海侵，沉积物的简单组合。加积夹在层序内也可以被合并，然而，沉积物供给、沉降速率和海平面变化这三个因素在任何盆地边缘地层演化的精细研究中都必须考虑（Miall，1986）。

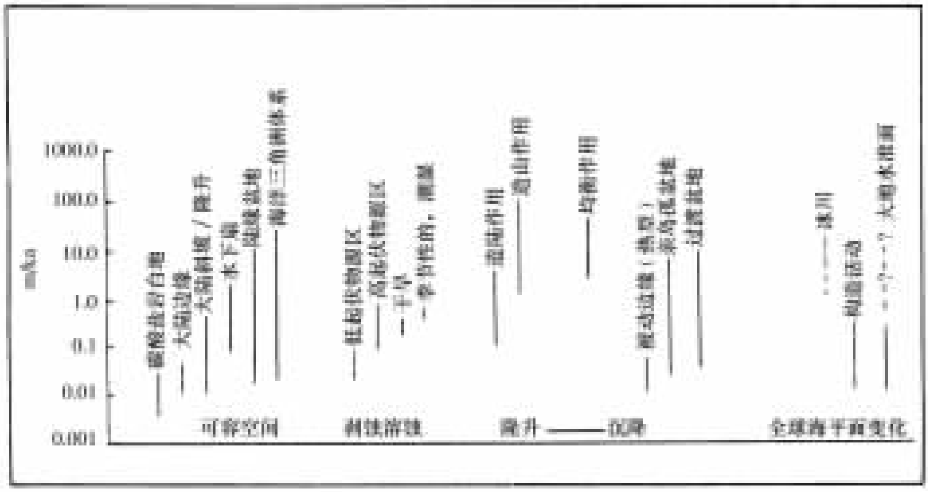


图 8-5　沉积、剥蚀、构造抬升与下降以及全球海平面变化速率的比较

（据 Stow 等，1989；有修改）

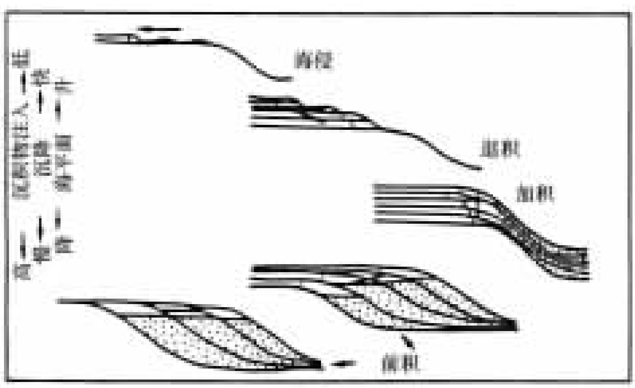


图 8-6　进积、加积、退积和海侵的地层建造与控制它们形成的三个变量

（据 Galloway，1987）

四、三个变量的共同作用

这三个相互影响而又独立的变量导致陆源碎屑盆地中充填有一系列层序序列。一般情况下一种变量起主导作用，然而盆地边缘层序地层格架通常受两个或三个变量控制，这个三组分体系可以用图 8-7 这样的三端元图来表示。

图 8-7 中用的三端元方法所表示的各种变化趋势有助于更进一步地认识各端元特征。

① 指示高沉积速率的厚层序列说明沉积物供应是控制层序发育的主要因素，几十米的基准面变化对沉积背景缓慢变化的古地形（例如大型三角洲沉积中心等）影响不大。

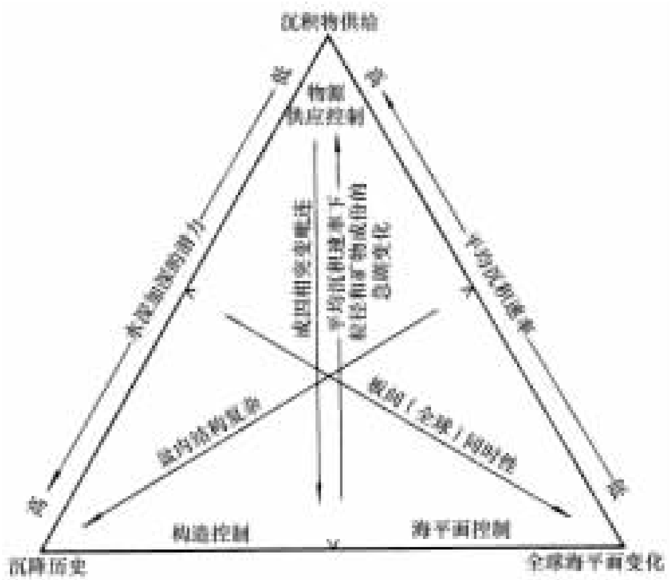


图 8-7　以控制盆地充填历史的主要因素为端点的三端元图

（据 Galloway，1989）

② 相突变反映为海平面变化或构造沉降控制，例如河流直接下切到海相或前三角洲相中，海岸相直接覆盖到陆缘或坡折处沉积上以及浅水沉积与深水沉积的直接接触（Weimer，1984）。

③ 海岸上超的向下转移产生于相对海平面的下降。需要注意的是应区分海岸沉积物的上超点与重力滑塌形成的盆地边缘的假上超点，避免解释错误。

④ 沉积速率的变化，组成一系列层序的沉积物、粒径大小矿物成分的突然变化，说明其发育主要受物源供应控制。

⑤ 广泛的板块间的地层对比和已证实的层序及其边界的等时性说明全球海平面变化是控制层序发育的主要因素。当然，我们应当注意等时性地层对比及其论证必需严格检验。大规模构造活动通常影响相邻几个板块甚至涉及全球，因此，盆地范围或地区间的地层对比不能排除构造运动对层序发育的影响。一套层序对比的程序需要满足：(a)对比应限于沉积中心或与其有关的邻近地区；(b)对比应沿整个板块边缘；(c)相邻板块间对比；(d)全球对比。

⑥ 盆地内角度不整合，同沉积断层以及其它与突发性构造活动有关的证据支持构造沉降是控制层序发育的主要因素的观点。板块边缘构造上升或沉降的速率与全球性海乎面变化速率的最大值相对应（图 8-5），并影响或控制着地层记录。

⑦ 超过 10 万年周期间的海的不断变深表明变化的、快速的构造沉降控制着沉积方式。

五、成因地层层序模式的特点

层序地层分析为盆地分析提供了一种有效的工具。然而目前存在两种根本不同的层序模型。但我们相信成因层序的地层格架能够使我们更好地理解沉积盆地的沉积史、结构史及全球海平面变化史。

① 由盆地边缘的海泛产生的界面具有一定的物理地层特征——分布很广泛的海相地层或海底侵蚀面——因而可以很容易地被广大的地球科学家用各种资料(测井、地震和露头)进行识别、对比及应用。

在这个界面上能经常发现很薄的标志层,而且很容易在单一野外露头或井剖面上识别出来。最大海泛期间形成了这个沉积缓慢的富含古生物的标志层。这个标志层是半远洋覆盖物质,一般在地震剖面上形成高振幅连续反射。正如 Haq 等(1987)所指出的那样,最容易识别的界面是海侵面,第二个最容易识别的界面是最大海泛面。与此相反,地表不整合面是一个很难识别的面,特别是地震资料很差的情况下。

② 最大海泛面不仅容易识别,而且重要的是,它是一个非常有用的层序边界,这个界面在海相地层和非海相地层交互的地区发育得很好。这个界面可以外推到非海相剖面和深海相剖面中。

③ 海侵之后沉积的密集段富含生物化石,因此,可以根据古生物学确定时代。这些生物化石中常会有浮游生物,这些浮游生物对于进行高分辨率年代地层学对比有很重要的作用。

④ 不论所选择的层序边界如何,海相密集段最终能为区域间的层序对比提供年代地层格架。

⑤ 由于最大海泛及其相应的沉积间断是由海侵引起的,因此由于滨岸沉积物的重新改造或大陆架的淹没而形成的界面及薄层物质,都可以作为层序边界对比和沉积体系作图的区域标准层。

⑥ 海侵和海泛面打断了地层记录的完整性。与海平面的突然下降相联系的普遍存在的、广泛分布的“不整合面”很有疑问,这些不整合的存在取决于全球海平面的重复下降来控制盆地的地层。除了冰川、大地水准面的全球变化外,还没有合理的机理来解释这种快速下降,然而,沉积物供应、构造沉降、逐渐的全球海平面变化三者的作用可以在任何地点形成沉积层序,而无需产生广泛分布的陆地侵蚀面。把层序地层格架识别建立在识别广泛分布的、可以对比的陆表侵蚀面的基础上,是不成熟的。并认为这个界面的形成仅取决于一个主要因素——被假设为快速波动的全球海平面,也是不合适的,因为快速波动的原因尚不清楚。以可观察的海泛面为基础的层序不需要任何假设条件。而且可以很容易地把基准面快速下降引起的侵蚀面包括进来。

⑦ 被最大海泛面及其对应的最大海侵期形成的海岸相所确定的成因层序边界与 Vail 的Ⅰ型层序边界、Ⅱ型层序边界的分布范围相当(图 8-1A)。它门很难追踪到非海相的海岸地貌剖面中。然而Ⅰ型层序边界也很难追踪到深海相剖面中,而深海相地层中常用反映相对高水位的远洋沉积层进行层序对比。

在以Ⅱ型不整合为边界的沉积层序中,由于最大海泛面较大的分布范围,它的对比优势就显示出来了。这种层序中作为层序边界的侵蚀面分布范围很小,仅仅在盆地的边缘分布。而最大海泛面的分布范围很大。在冲积河道的改道过程中,容易将Ⅱ型不整合面破坏而变得很难识别。在最坏的情况下,最大海泛面和海侵面的分布范围与Ⅰ型层序边界的分布范围差不多;在最好的情况下,它比Ⅱ型不整合面的侧向分布范围大,且易观察到。

⑧ 海侵和海泛产生了很明显的标志层。盆地是由构造沉降形成的,只有在全球海平面的下降速度超过了盆地沉降速度时,才会有相对基准面的下降. 相反,相对基准面的上升总

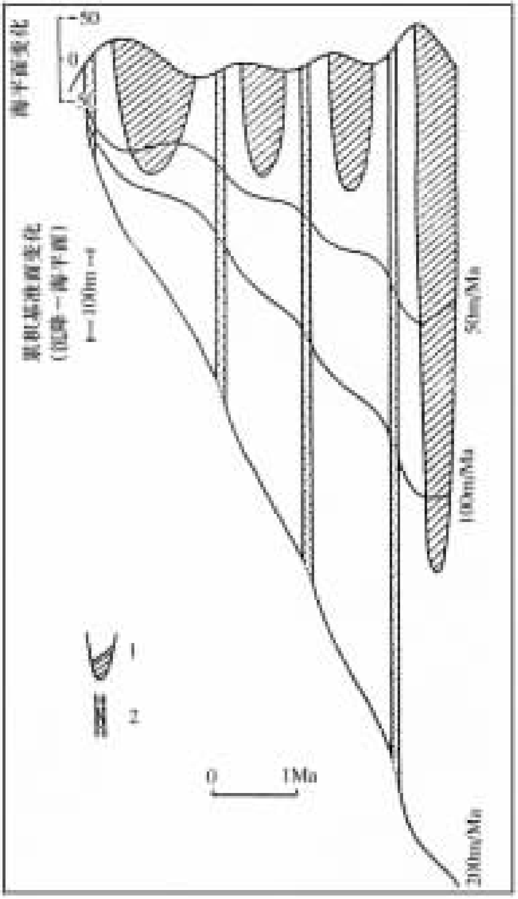


图 8-8　不同盆缘沉降速率对全球海平面波动的沉积响应的影响

（据 Galloway，1989）

1—基准面相对下降，导致陆上侵蚀；2—基准面上升速度最快，导致最大海侵

是伴随着海平面的上升。

图 8-8 是始新世海平面波动在盆缘三种不同下降速率曲线段上的叠加结果，这三段其构造沉降表现为缓慢、中等和快速三种。在快速沉降盆地段，相对基准面变化在从很快到相对较慢经历了四个阶段。如果沉积物供应稳定，地层将由海侵和沉积物进积交替作用形成，无陆上不整合产生。中等沉降地段只经历基准面轻微的相对下降这样一个简单阶段，可能产生Ⅱ型层序界面，四个相对基准面快速上升和海泛事件持续发生。对应相同的全球海平面变化旋回，缓慢下沉段产生两次基准面相对下降和陆上侵蚀以及与海侵相联系的基准面相对上升。

⑨ 伴随海侵和海泛事件，在古地形背景上有沉积体系和沉积中心的变化。在成因地层层序之间河流轴向、三角洲沉积中心、三角洲向沉积区有很大变化。

总之，被最大海泛面界定的沉积序列定义为成因地层层序，它们由时间上、空间上有联系的沉积体系和相组成。成因地层层序模式将构造沉降和沉积物供应放在与全球海平面变化一样重要的位置，因此能解释地质中的许多重大问题。

第九章　构造层序研究

第一节　概述

Posamentier 和 Vail 提出的层序发育和体系域模式是在被动大陆边缘的背景条件下提出来的。在这种背景下，构造沉降的变化周期比全球性海平面变化周期要长得多。因此，在计算构造沉降对相对海平面变化的贡献时，可以近似地将构造沉降的变化看作是线性的和可度量的。尽管大地构造运动可以影响全球性海平面变化发生的时间和地点，但在决定被动大陆边缘发展的特定阶段发育哪一种体系域时，它通常只是一个次要因素。因此，全球海平面升降被认为是体系域发展的主要控制因素。相对海平面变化中，绝对海平面的份量大，相对变化周期与绝对变化周期一致。

但是，如果与绝对海平面相比，大地构造运动成为控制沉积的主导因素时，则沉积体系域的持征将主要受大地构造运动的影响。相对海平面变化曲线中，构造沉降占绝对优势，相对海平面的变化周期取决于构造运动的周期（图 9-1）。绝对海平面变化在相对海平面变化中的贡献值成为次要成分，即绝对海平面变化不再是决定沉积体系域类型组合方式的主要因素。

在活动的扩张型的断陷盆地中，构造运动的特征是非常重要的。在这种环境下，要识别出 Posamentier 和 Vail 定义的受海平面升降控制的体系域是不可能的。在沉积物沉积的同时，或在沉积物沉积之前发生明显构造活动的环境中，如在以断层为边界的不对称的地堑中识别层序时，这些层序的内部结构、体系域组成与构造运动有密切联系。在这些情况下，层序的发育将是构造成因的，可以定义为“构造层序”，其中的体系域称为“构造体系域”。这些术语的采用以及盆地分析中是否能识别出这些因素是下面所讨论的主题。

因此，比较容易预测的全球性或区域性的海平面波动的周期不能应用于构造活动强烈的环境，对于盆地演化的每一个阶段，很难获得或不可能获得它的活动周期和相应的沉积体系，每一个与裂谷相关的层序及沉积体系的持续时期，将取决于盆地的形成及断裂速度，然而这个速度是高度变化的。

在 Vail（1993）出版的有关裂谷盆地层序发育的文献中，描述了体系域的发展。他所采用的例子是典型的生长断层的例子（图 9-2）。在这个例子中，正断层两边的地层厚度的变化不是由地壳的拉张引起的，而是与重力驱动的铲状断层有密切关系，这种断层沿着近水平的滑脱发生在沉积物中，这样地壳的张性构造力并不控制新增可容空间的产生；而且区域性的海平面变化很可能在断层两边不同厚度的地层中同时产生响应。虽然由于下降盘的水深较大，其地层特点也与上升盘有所不同，但所采用的全球性或区域性海平面升降及体系域等术语与 Vail 所观察到的地层关系是相一致的，Vail 认为这个断层坡折等同于滨岸线坡折。这样，这个结果很难用到典型的裂谷盆地中去。

在典型的裂谷盆地中，以大地构造活动引起的地壳断层为边界。在这种盆地中，沉积体系域的分布主要与局部构造运动有关，而与区域性的全球海平面变化无关。因此，这种盆地构造运动幅度大、速度快，是可容空间产生的主要因素，在这种情况下，体系域中沉积体系的组成也主要与构造运动有关。此时使用“构造层序”、“构造体系域”等术语更合适。

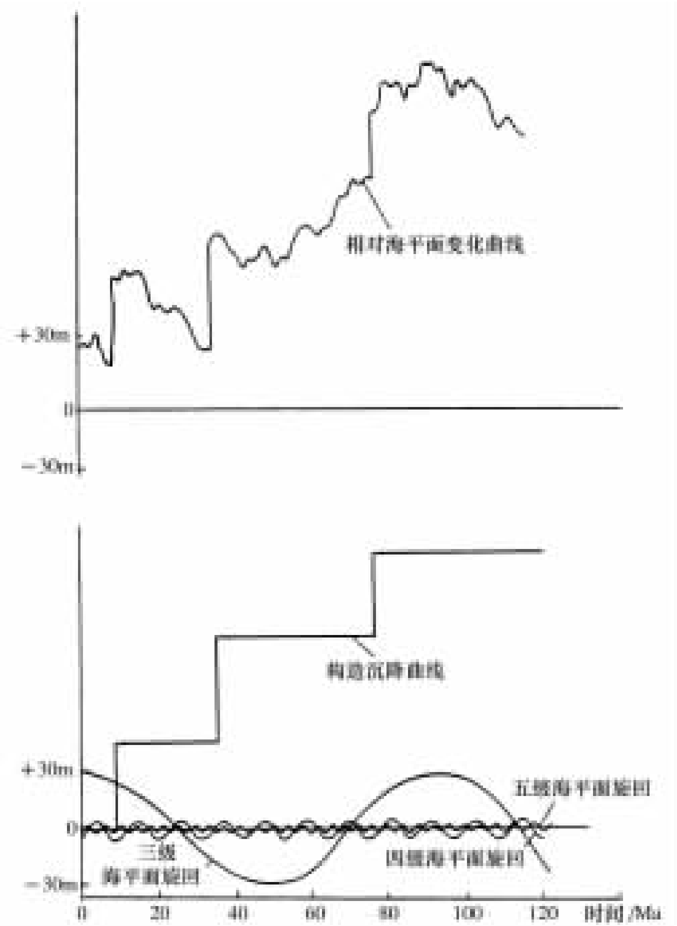


图 9-1　构造运动占主导作用的盆地中的相对海平面变化曲线特征

在描述这一构造层序和构造体系域的特点、探讨它们的实用性之前，有必要强调一下构造运动对沉积的影响，澄清一下关于裂谷盆地地层的一些错误见解。

第二节　构造体系域的划分

一般的断陷盆地的演化可以明显地划分为四个阶段，即断陷初始阶段、强裂陷阶段，裂谷后早期阶段和裂谷后晚期阶段。这四个阶段分别对应着四个不同的体系域。每个体系域的沉积体系组成及其三维展布情况有明显的差异。

一、裂谷初始期体系域

断层的初次活动在地壳表面形成断陷，之后可靠重力驱动的沉积体系将在断陷中沉积。在这个阶段，盆地常位于地表物源供应很充足的地区，形成了永久性的冲积体系，主要由河流和冲积扇沉积组成。

在这个阶段：①沉降速度等于沉积速度；②由于断陷周围由固结的坚硬的岩石组成，所以在新形成的盆地的短轴方向上，没有建立起水系；②在盆地的长轴方向上，发育前期形成

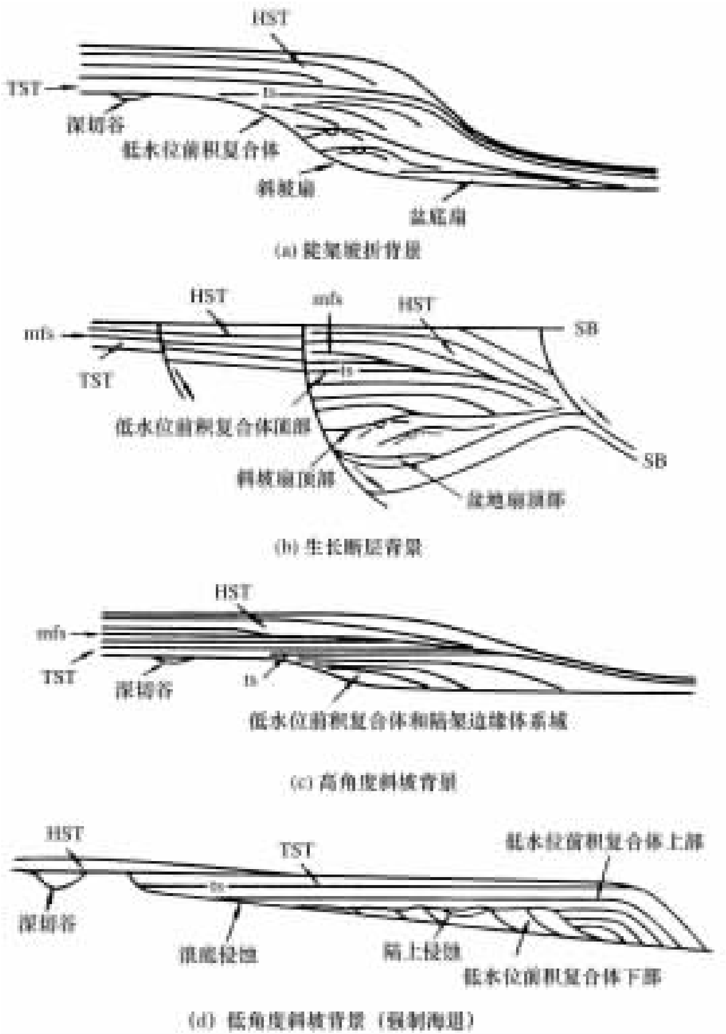


图 9-2　**生长断层控制背景下的层序及其体系域特征**

(据 Vail 等,1993)

的水系,因此长轴方向上沉积物的输入占绝对优势;④存在小的孤立的次级盆地,其沉积面积较小;⑤断层的上升盘一侧存在小的断层崖,下降盘发生倾斜,冲积水道平行于轴向分布,提供较细粒的成熟度较高沉积物(图 9-3)。

沉积体系组成是:①一个具有河道和河道间沉积的纵向河流体系;②来源于低起伏的断层崖的小的粗碎屑岩锥。

二、裂谷高峰期(强裂陷期)体系域

在该阶段,由于断层的剧烈活动,导致沉降速度大大增加,使沉降速率大于沉积速率。同时可容空间增大,沉积面积增加。但由于受该阶段水文地质条件(如周围新水系不发育,峡谷不发育等)的控制,导致沉积物的聚集速度很小,因此不可能记录下较小的海平面变化(图 9-4)。

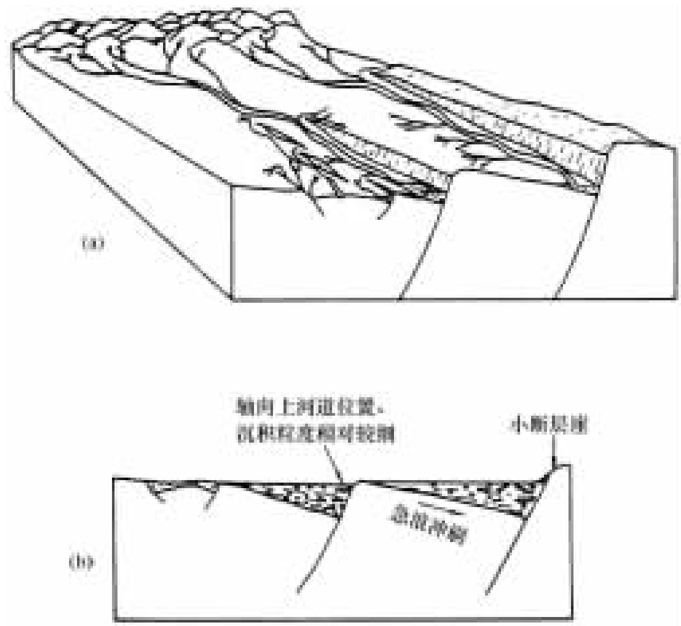


图 9-3　**裂谷初始期体系域**

(**据** Prosser,1993)

(a) **概括性的立体图块**;(b) **横剖面图**

图中表示的是由小的、局限的、以断层为边界的盆地组成。主要的沉积体系来自于长轴方向,新断层崖上的凸起很小

裂谷发育高潮期,可以划分出三个不同的发育阶段,形成三个不同的裂谷高潮体系域(图 9-5)。

1. 裂谷高峰早期体系域

在理想情况下,早期裂谷高潮期体系域下超在裂谷初始体系域之上。可以通过寻找下超面把两者区分开。在陡坡带主要是加积作用,在缓坡带主要是进积和顶超。

2. 裂谷高峰中期体系域

该体系域的特点是在缓坡带和陡坡带都形成退积。海进的速度决定着缓坡带进积和加积的数量,而在倾角小的地方,退积和被淹没的速度可能很快。

3. 裂谷高峰晚期体系域

该体系域的特点是在全盆地形成披覆沉积层。这个披覆盖层可以盖到缓坡带和陡坡带的顶上。

4. 沉积体系

对裂谷高峰阶段,其沉积体系也随时间有所差异:①裂谷早期阶段,陡坡带发育锥状扇体或滑塌岩体沉积;缓坡为陆上冲积扇和浅水型三角洲;②裂谷中期阶段,陡坡带发育小型水下扇沉积,缓坡发育浅水相带沉积,其余大部分地区充填有半远洋泥页岩沉积;③除陡坡带发育小型粗粒水下扇、滑塌体沉积外,大部分地区覆盖有远洋泥和浊积扇沉积。

三、裂谷后早期(收缩期早期)体系域

在该阶段,随着盆地边界断层的活动的停止,断层面两边的差异沉降和缓坡带的倾斜作

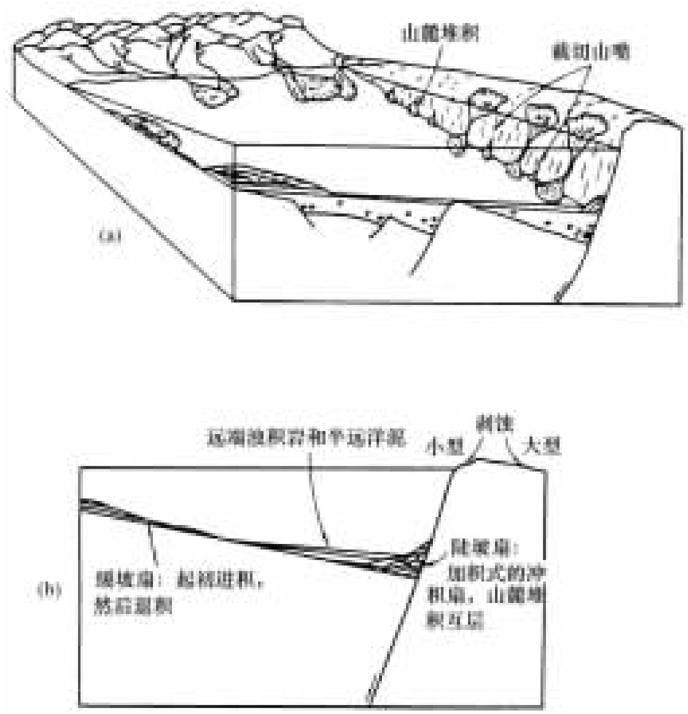


图 9-4　**裂谷高潮期体系域**

（**据** Prosser，1993）

（a）**概括性的立体图**；（b）**剖面图**

裂谷高潮期体系域沉积期，断层上升盘上的地形起伏增加，其上水系的体积仍很小，但可供沉积的面积增加了。这个图代表裂谷高峰期的晚期阶段，其缓坡带遭受到了海侵，并没入到水下。其早期阶段的体系域表现为盆地轴向上的湖相和海湾环境，在盆地边缘发育冲积扇和扇三角洲

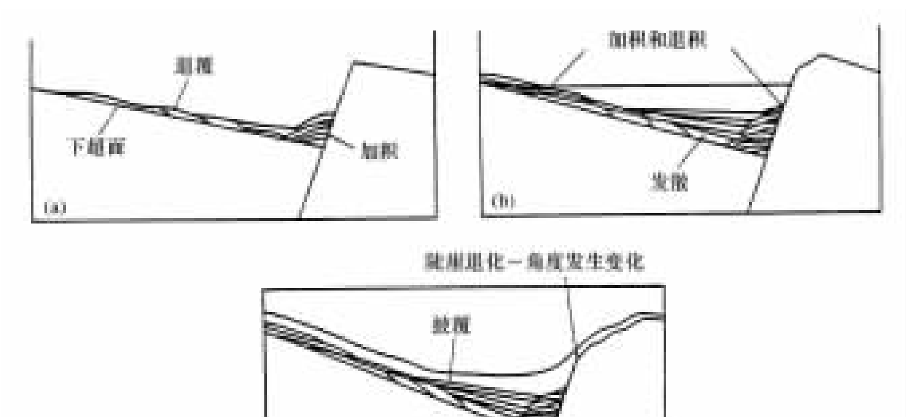


图 9-5　**裂谷高峰体系域早、中、晚三个阶段的可能的反射结构特征**

（**据** Prosser，1993）

（a）**裂谷高峰早期，陆坡带的层序是加积. 缓坡带的层序是进积和顶超**；（b）**裂谷高峰中期，缓坡带是加积和进积层序，陆坡带继续发育加积层序**；（c）**裂谷高峰晚期，铺天盖地的地层覆盖下来，盖层的厚度是恒定的**

用也停止，区域沉降的速率将降低。由于构造沉降机制的改变，断层不再活动，绝对海平面变化所引起的地层中较小规模特征的变化将变得明显起来。图 9—6 显示了裂谷后早期体系域的特点。

1. 地震特征

为连续性较好、反映加积特征的反射与部分反映进积特征的反射。盆地中部形成一大面积下超面，缓坡端上超强烈（图 9-6b）。

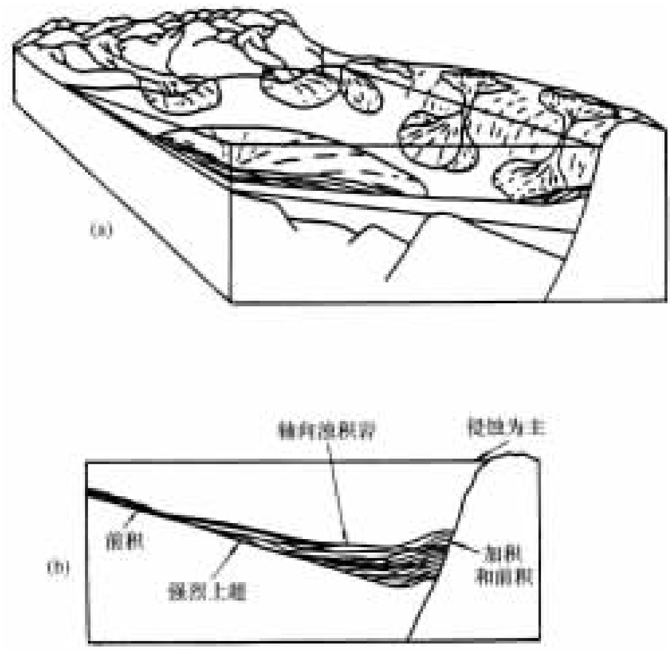


图 9-6　裂谷早期体系域

（据 Prosser，1993）

（a）概括性立体图；（b）横剖面图

水系的扩大和下切作用，通过充填而不是通过差异沉降形成沉积相的加积，沉积物从短轴方向和长轴方向向盆地内进积，形成明显的上超面。虽然较低的层序边界是由构造运动产生的，但在地层系列的内部或盆地边缘，全球性海平面的影响则更重要

2. 沉积体系

纵向上来说，由于沉降速度的降低，导致沉积物颗粒向上变粗，沉积水体向上变浅。平面上来说，在盆地中央部位，以半深水泥岩夹含有大量浊积岩沉积为主，陡坡带发育水下扇沉积体系，缓坡带为河流—三角洲沉积体系（图 9-6）

四、裂谷后晚期（收缩期晚期）体系域

一个裂谷盆地从形成到被沉积物充填，是将断裂活动产生的地貌进行逐渐的、缓慢的填平补齐的过程。这个过程要花费几百万年的时间，一旦裂谷发生，这个沉积充填过程也必然发生。这个裂谷后晚期体系域可能被之后的大地构造事件所掩盖。但在某些实例中，该期沉积体系域可以被识别出来，如图 9-7 所示。

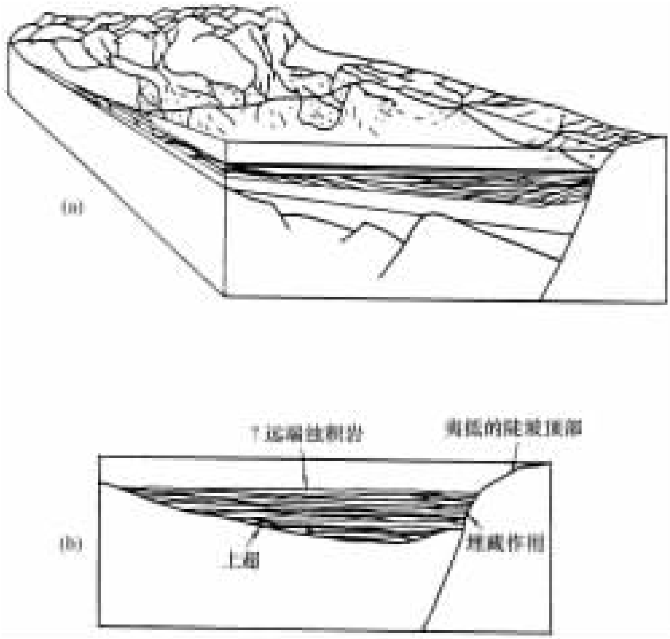


图 9-7　**裂谷后晚期体系域**

（**据** Prosser，1993）

（a）**概括性的立体图**；（b）**剖面图**

由于河流部面达到了平衡，陆坡带上的断崖消失了，由于热沉降作用可能保存有深水相沉积，而且产生与断裂活动有关的地形的埋藏作用，导致形成上超面。地层的内部结构特点受绝对海平面和气候的波动影响较大

该期特点是：①**沉降可有可无，若有沉降，其沉降速率约等于沉积速度；**②**由于断层崖的消失和热力引起的沉降使大多数暴露地表的水系被淹没，使得沉积物的粒度变细。**③**绝对海平面变化产生的特征很可能被记录下来。**

1．**地震特征**

与下伏地层反射相比，该期地层反射连续性好，近于平行；向缓坡端和陡坡端上超（图 9-7）。

2．**沉积体系**

由于物源区的夷平和断裂活动的退降，造成随时间变化沉积物粒度减小。缓坡端发育有河流—三角洲沉积体系，靠断层一侧发育河流—扇三角洲沉积体系，盆地中心发育浊积扇沉积体系（图 9-7）。

五、构造层序的发育模式

在断陷（裂谷）盆地中所聚集的沉积体系的结构和类型有一个基本模式，这个模式是大规模的特征，内部会有一些受气候物源成分和可能的海平面波动引起的细微特征。因为控制沉积的因素很复杂，要预测一个给定的盆地中沉积物的类型是很难的，但在裂谷盆地中的地层中，有一个受大地构造运动控制的共同特点。通过寻找特征的相关联的沉积体系把它们与特定的构造体系域进行对比，可以把这些特征与其他变量区分开来。这样就可以确定盆地发展的阶段。

Posamenlier 和 Vail 的全球海平面体系域术语(高位、低位、海侵)对于描述影响被动大陆边缘和过程是理想的,因为这些术语督促解释者考虑影响沉积物在时间上和空间上聚集的所有方面(因素)。然而在描述活动的断陷盆地中沉积物的聚集时,这些术语就不太适合,因为在这种盆地中,局部的构造活动成为重要的控制因素,这些因素在上述体系域中没有包括进去,也没有引导解释者考虑这些因素。如果能把地层中的大地构造影响确定出来,且盆地分析按着这个观点进行,则会从时间和空间的角度强调裂谷盆地中发育的沉积相,这样也会阐明油源岩、盖层及储层相互关系的存在。

一个理想的裂谷盆地可以在它的地层中很明显地显示出每一个构造体系域。但实际上,如果仅是充填盆地的地层厚度很薄的部分,或局部因素限制了该套地层的形成和保存,要识别出每一个构造体系域也是不可能的。一个能识别出每一个发展阶段的盆地类似于图 9-8 所示的剖面,按图 9-8 中箭头所示的位置进行绘制沉积剖面,由其特征就如图 9-9 所示。理想剖面旁边的文字是对体系域的解释和它对盆地分析的重要性。

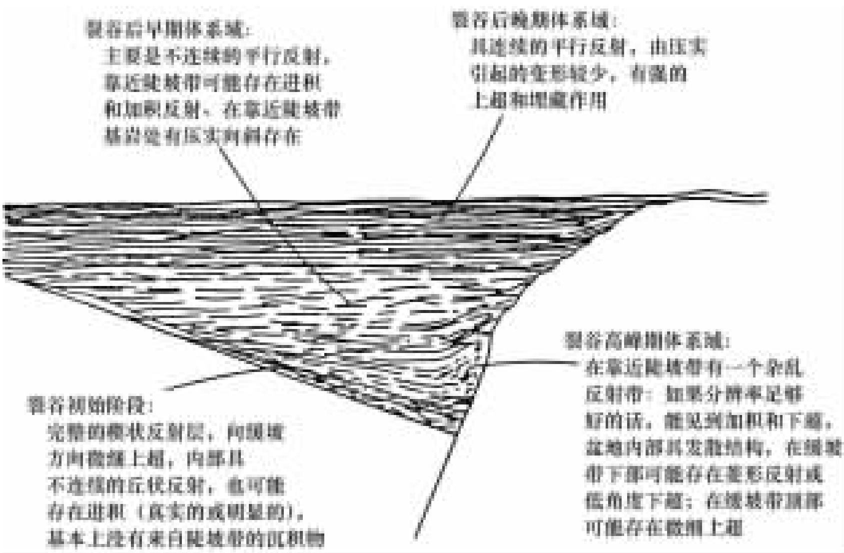


图 9-8　穿过一个理想盆地的理想解释剖面,从该剖面上可以鉴定出每一个构造体系域

(据 Prosser,1993)

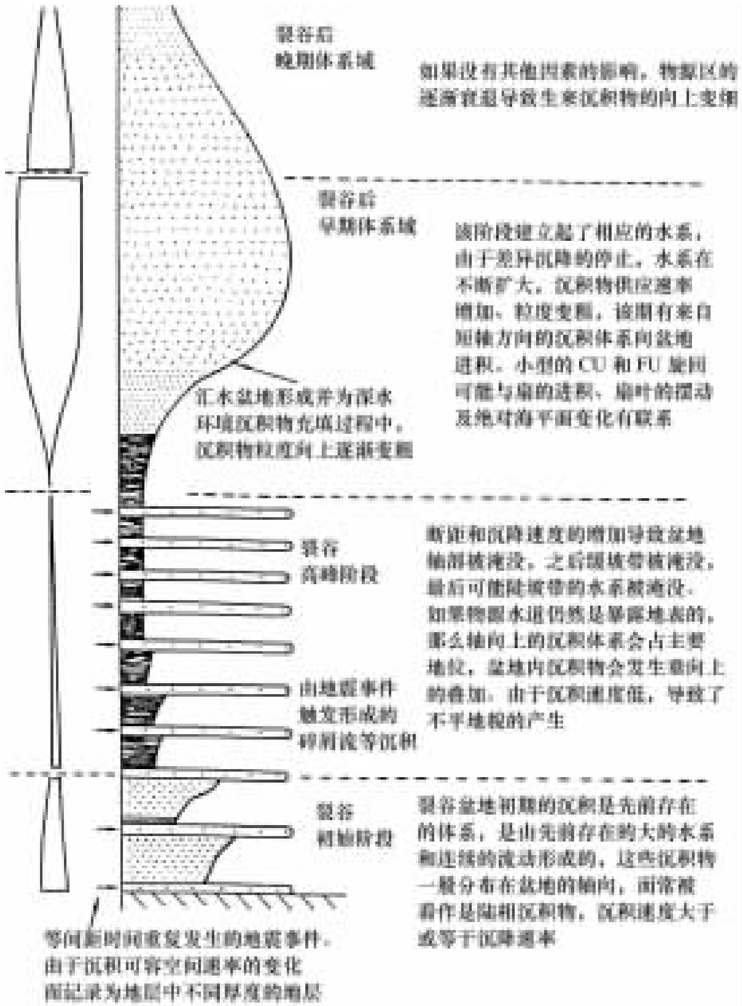


图 9-9　**穿过盆地中心的理想的垂向岩性剖面反映了构造运动的不同阶段对沉积体系的控制**

（**据** Prosser，1993）

第十章　T-R 旋回层序地层学

第一节　F. Embry 的海相 T-R 地层学模式

Ashton F. Embry 对斯沃德鲁普盆地三叠系地层进行了研究，发现构成盆地三叠系地层的基本单元是海进—海退旋回(简称 T-R 旋回)。T-R 旋回被定义为："从一个(海水)加深事件到另一个具同等规模的加深事件开始之间的一段时间内沉积下来的岩层"。这里讨论的 T-R 旋回通常有数百米厚。T-R 旋回的地层构成如图 10-1 所示。沿盆地边缘，一个 T-R 旋回总是由一个薄的海进单元开始的，该单元常常是由钙质砂岩或砂质灰岩组成，与下伏前一旋回地层呈不整合关系。其上被一厚层的海退、进积层系所覆盖，该层系下部由页岩和砂岩组成，上部则为砂岩。砂岩之上常盖以一陆上不整合。在底部海进砂岩单元之上常发育一个海底不整合或沉积间断面(Frazier，1974)。向盆方向，该海进单元逐渐变薄并最终消失，前述海底不整合就成为旋回的底面。海退砂岩及上覆陆相不整合也向盆地内部逐渐消失，在盆地大部分地区，粉砂岩常常成为旋回的最上部分。

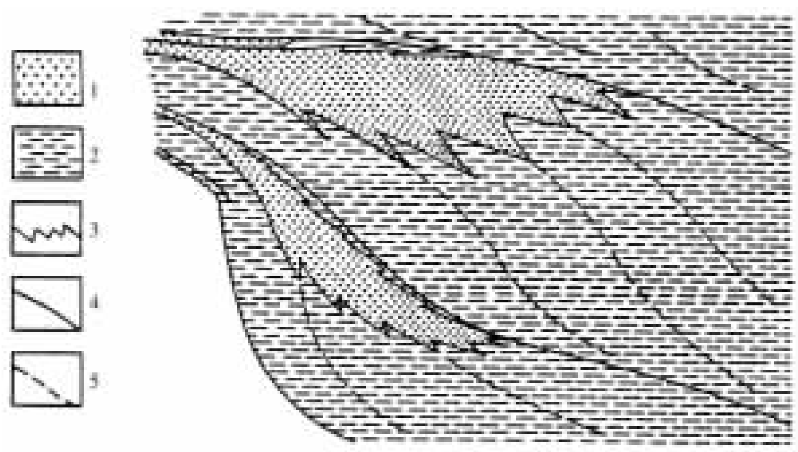


图 10-1　T-R 旋回的地层模式

(据 Embry，1988)

1 —砂岩；2—扮砂岩、页岩；3—陆上不整合；4—沉积间断面；5—时间线

在斯沃德鲁普盆地的三叠系中，共识别出了 9 个 T-R 旋回，所有 9 个旋回在盆地的许多剖面上均可鉴别出来，并确立了每一旋回的区域性特征。图 10-2 为斯沃德鲁普盆地的三叠系地层及识别出来的 T—R 旋回。有关地层年龄的生物地层控制主要是根据加拿大地质调查所的 E. T. Tozer 所鉴别的菊石类和腹足类化石确定的，在大化石缺乏的地区则利用孢粉资料作了补充。这说明斯沃德鲁普盆地在三叠系地层沉积期至少出现过九次海平面升→降的旋回。

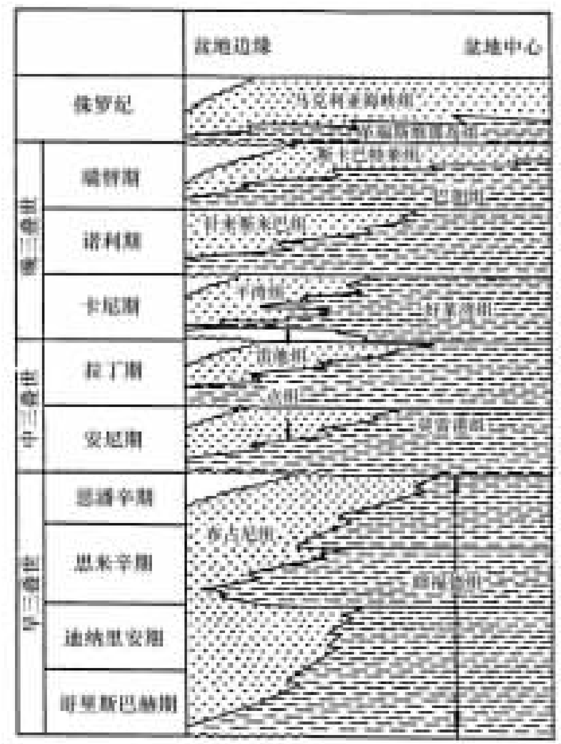


图 10-2　斯沃德鲁普盆地的三叠系地层

（据 Embry，1988）

第二节　陆相断陷湖盆 T-R 旋回层序研究

一、陆相断陷湖盆 T-R 旋回层序的提出

郭建华等（1998，2003）认为陆相断陷湖盆层序发育条件与经典的 Vail 模式有较大差异：

① Vail 模式中海平面呈正弦曲线变化，陆上不整合面向海方向达到最大延伸的时间是海平面曲线（正弦曲线）下降段的拐点，在此时期内，陆架由于坡缓而广泛发育陆表侵蚀不整合。陆相断陷湖盆中，湖平面相对变化曲线主要为二段折线模式，湖进体湖平面的升降幅度有限，且坡度较陡（即使是缓坡也比陆架坡度陡），因此湖平面的升降不会形成大面积的暴露剥蚀。

② Vail 模式中物源是从陆向海的单一物源，而在陆相断陷湖盆中物源是多向的。

③ Vail 模式中一个层序由低水位体系域（LST）、海侵体系域（TST）和高水位体系域（HST）组成，LST 和 HST 的准层序组以进积式为主。在陆相断陷湖盆中，下伏层序的 HST 和上覆层序的 LST 由于缺少作为层序边界的暴露侵蚀面而难以划分。实际上下伏层序的 HST 和上覆层序的 LST 是一个连续的可容空间减少、湖平面下降过程中的产物。

④ 主要的储集砂体是湖退过程中的沉积体，即下伏层序 HST 和上覆层序 LST 中的砂体。按照 Vail 的观点在其中强行划出一个层序边界，势必将一个具有成因联系的连续的砂

层组一分为二，也可能违背层序地层学中等时对比的原则。

在断陷湖盆中广泛发育的湖进一湖退沉积旋回可与 Johnson 提出的 T-R 旋回层序对比，代表了一次水体加深事件的开始至下一次同等界别水体加深事件之初这段时间内的沉积单元。因此将一个旋回层序内部划分为两个体系域：湖进体系域（LTST）和湖退体系域（LRST），其中 LTST 相当于 Vall 模式的下伏层序的 TST，而 LRST 则相当于下伏层序的 HST 加上上覆层序的 LST（图 10-3）。

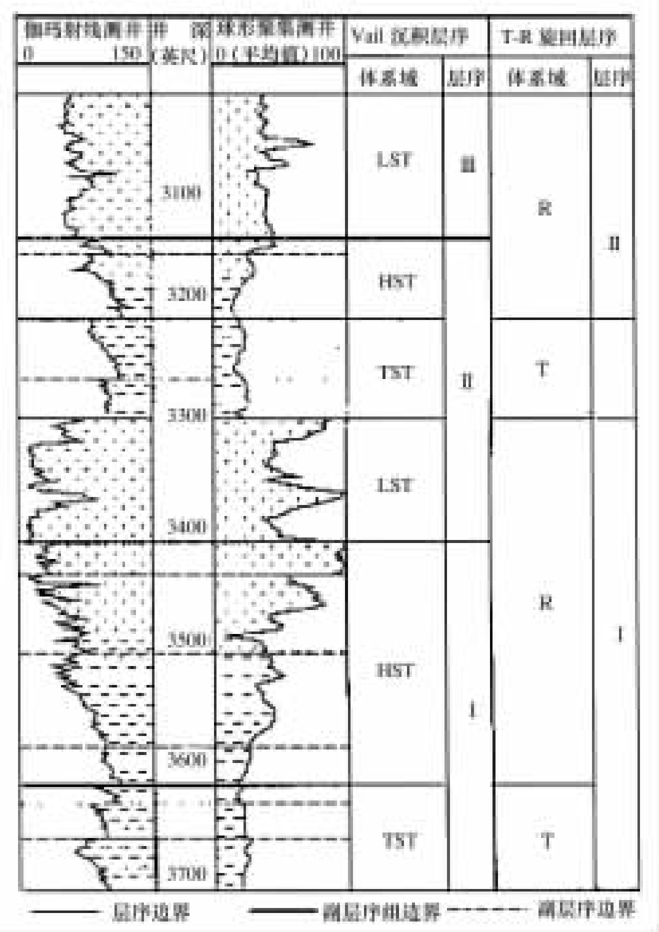


图 10-3　Vail 层序地层与 T-R 旋回层序的划分与对比

（据郭建华等，1998）

在一个 T-R 旋回层序内主要涉及到三个面：层序底界面、层序顶界面和 T-R 之间的转换面，分别对应于 Vail 模式的下伏层序初始海泛面、上覆层序初始海泛面和下伏层序最大湖泛面（下超面）。

二、T-R 旋回层序的控制因素

对于 T-R 旋回层的控制因素目前尚无定论。郭建华等（1998，2003）对东濮凹陷进行 T-R 旋回层序地层学研究后认为三级 T-R 旋回是由于区内控制盆地格局的断裂系统的幕式活动所致，而四级或五级 T-R 旋回则主要是受米兰科维奇全球气候旋回所控制。

在断层活动期，湖盆下沉速率快，可容空间增长速率大于沉积物的供应速率，造成相对湖平面上升，湖盆扩张，形成湖进体系域；而在断层活动相对平静期，可容空间的增长速率明显小于沉积速率，相对湖平面下降，湖盆萎缩，形成湖退体系域。对于四级、五级 T-R 旋回，

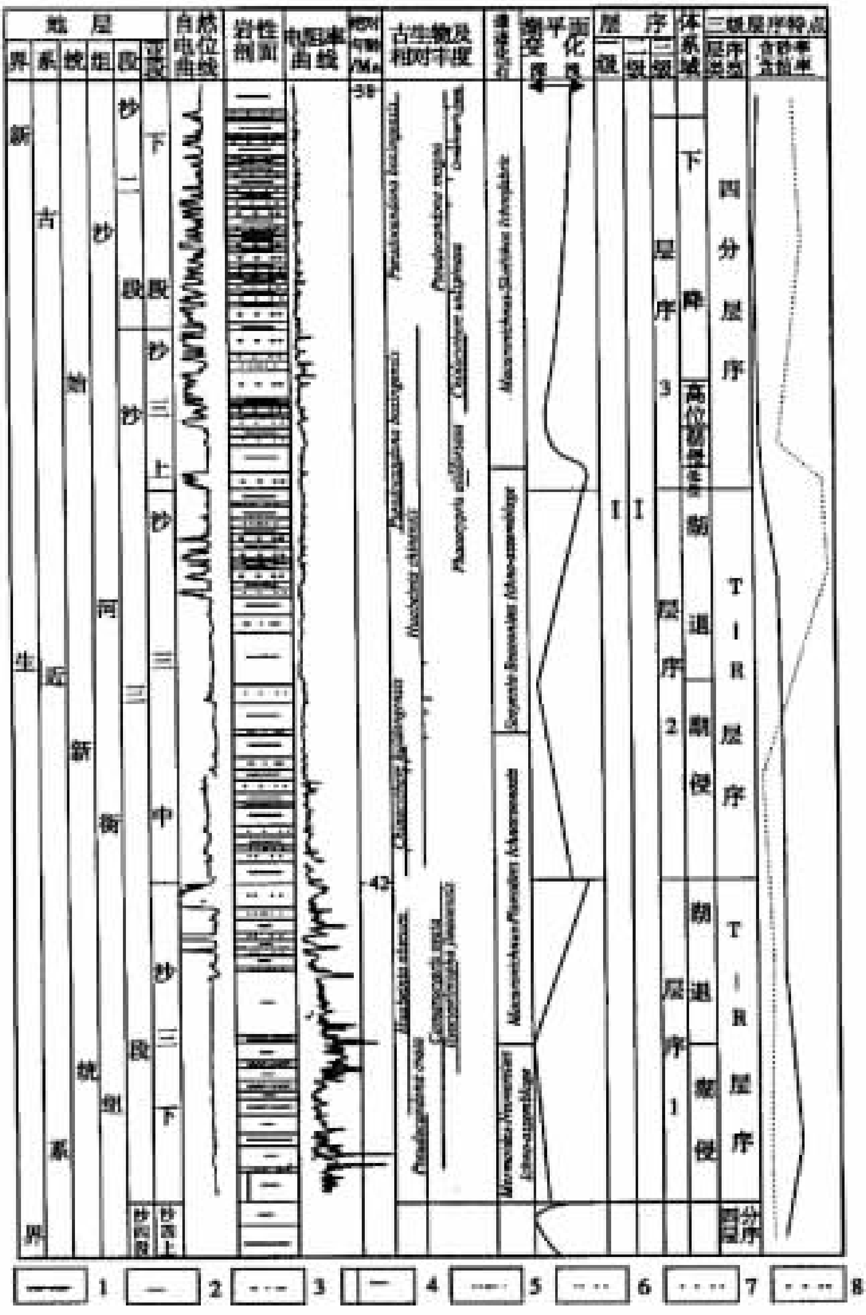


图 10-4　东营凹陷沙三段层序地层综合图

1. 油页岩；2. 泥岩；3. 砂质泥岩；4. 钙质泥岩；5. 泥质粉砂岩；6. 粉砂岩；7. 砂岩；8. 砾岩；含砂率＝砂层厚度/地层厚度；含油率＝油层厚度/砂层厚度

计算出每个四级 T-R 旋回形成的平均时间与偏心率周期相当,而每个五级 T-R 旋回形成的平均时间与黄赤交角周期的变化相当,因此推断米兰科维奇气候旋控制了四级、五级 T-R 旋回层序的发育。

操应长等(2000,2004)对东营凹陷进行 T-R 层序地层学研究(图 10-4)后认为气候、沉积物的供应和构造控制了 T-R 层序的发育。

东营凹陷沙三段沉积早中期气候为南亚热带型,且雨量充足,仅在沙三段末期气候才开始向干旱转化,直到沙二段沉积期才出现蒸发量大于供水量的现象。沙三段沉积的早中期潮湿的气候条件保证了有足够外界水体持续流向东营湖盆,且湖盆水体的蒸发量远小于注入量。

东营凹陷四周为凸起或隆起围绕,沙三段沉积期构造活动强烈,气候湿润,在东营凹陷形成了近千米厚的碎屑岩沉积,但是在沙三段不同演化时期所提供的物源量存在差异,这种差异主要表现在沉积物的沉积速率上。如图 10-5 所示,湖进域处于欠补偿沉积状态,表现为很低的沉积速率;而湖退域处于过补偿沉积,具高的沉积速率。表明沉积物的供应速率的变化对 T-R 层序发育有直接的控制作用。

沙三段沉积期强烈的幕式断裂活动控制了盆地基底沉降,一个幕式旋回可分为构造活动期和宁静期。基底构造沉降的结果是产生新的可容空间,且基底的构造沉降幅度与新增可容空间量呈正比关系。基底的幕式沉降决定了可容空间的增加也呈阶段性变化,从而控制了 T-R 旋回的发育。

总之,潮湿气候条件下幕式构造活动和沉积物快速充填是形成东营凹陷沙三段 T-R 层序的关键。层序发育的早期阶段,幕式构造运动产生新生可容空间,决定了湖进旋回的发育;晚期阶段,沉积物快速充填减少可容空间,控制了湖退旋回的演化。

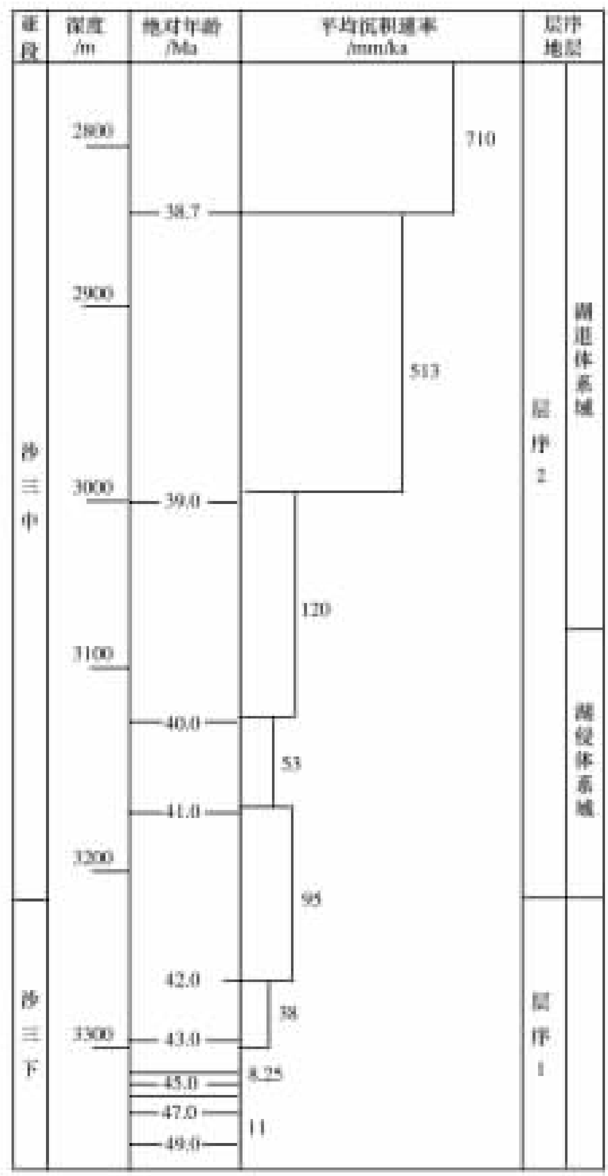


图 10-5　**东营凹陷中** 38 **井沙三段的沉积速率**

（**据邓宏文等**，1993）**与层序地层**（**据操应长等**，2004）

第十一章　Cross 的高分辨率层序地层学

第一节　基准面原理

一、基准面的定义

科罗拉多矿业学院 Cross 领导的成因地层组认为，受海平面、构造沉降、沉积负荷补偿、沉积物补给、沉积地形等综合因素制约的地层基准面，是理解地层层序成因并进行层序划分的主要格架。Cross 等引用并发展了 Wheeler 提出的基准面的概念，分析了基准面旋回与成因层序形成的过程-响应原理。他们认为地层基准面并非海平面，也不是相当于海平面的一个向陆方向延伸的水平面，而是一个相对于地球表面波状升降的、连续、略向盆地方向下倾的抽象面（非物理面），其位置、运动方向及升降幅度不断随时间而变化（图 11-1）。基准面在变化中总具有向其幅度的最大值或最小值单向移动的趋势，构成一个完整的上升与下降旋回。基准面的一个上升与下降旋回称为一个基准面旋回。基准面可以完全在地表之上，或地表之下摆动，也可以穿越地表之上摆动到地表之下再返回，后者称基准面穿越旋回（Base level transit cycle）。一个基准面旋回是等时的，在一个基准面旋回变化过程中（可理解为时间域）保存下来的岩石为一个成因地层单元，即成因层序，其以时间面为界面，因而为一个时间地层单元。

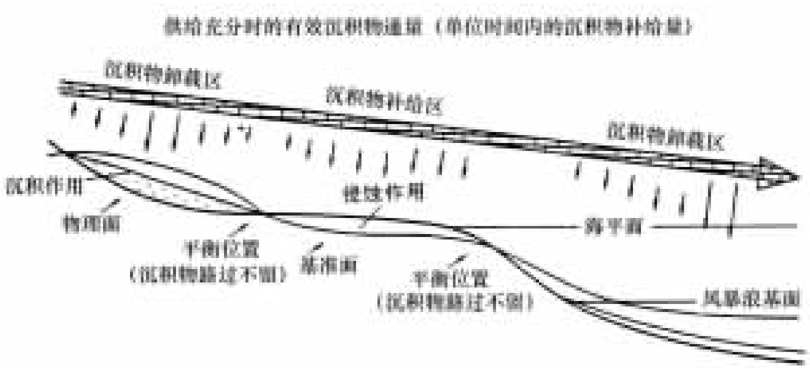


图 11-1　基准面、可容纳空间和反映可容纳空间与沉积物供给之间平衡时的地貌状态

（据 Cross，1994 修改）

二、基准面的原理

基准面相对于地表的波状升降，伴随着沉积物可堆积空间（可容纳空间）的变化（图 11-1）。当基准面位于地表之上时，提供了沉积物的空间，沉积作用发生，任何侵蚀作用均是局部的或暂时的。当基准面位于地表之下时，可容纳空间消失，任何沉积作用均是暂时的和局部的。当基准面与地表一致（重合）时，既无沉积作用又无侵蚀作用发生，沉积物仅仅路过（Sediment bypass）而已。因而在基准面变化的时间域内（注意：时间是连续的），在地表的不同地理位置上表现为四种地质作用状态，即沉积作用、侵蚀作用、沉积物路过而产生的非

沉积作用及沉积物非补偿(可容纳空间、沉积物供给量比值即 $dA/dS \to \infty$)而产生的饥饿性沉积作用乃至非沉积作用。在地层记录中代表基准面旋回变化的时间-空间事件表现为岩石＋界面(间断面)(图 11-2)。因此,一个成因层序可以由基准面上升半旋回和基准面下降半旋回所形成的岩石组成,也可由岩石＋界面组成。其深刻含义绝非一般层序地层学中的"准层序"所能准确反映的。

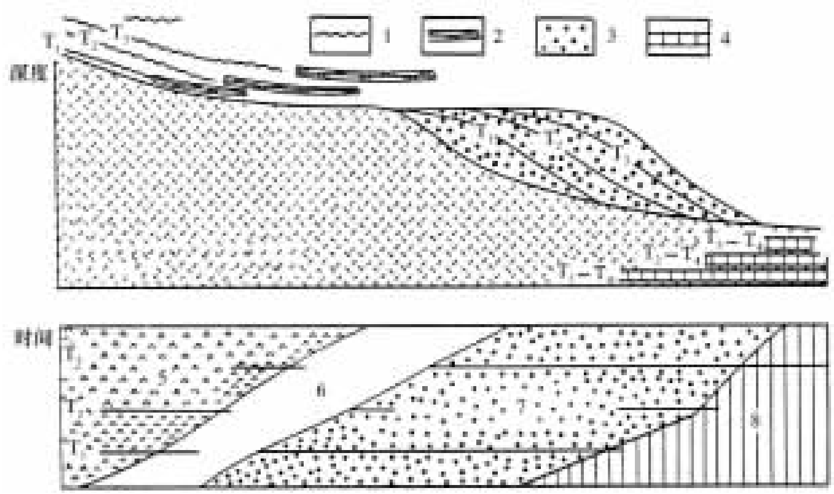


图 11-2　岩性地层剖面及侵蚀作用、沉积物的路过、沉积作用和非补偿沉积作用的时空迁移对比图解

(据 Wheeler 图解法,1994)

1—侵蚀区;2—非沉积作用区(沉积物路过区);3—沉积作用区(仅指上图);4—非沉积作用区(沉积物不补偿);5—基准面位于地表之下时侵蚀作用分布的时间-空间域;6—基准面与地表相交时沉积物路过不留时的时间-空间域;7—基准面位于地表之上时沉积作用分布的时间-空间域;8—基准面位于地表之上时非沉积作用的时间-空间域

基准面处于不断的运动中,当其位于地表之上并相对于地表进一步上升时,可容纳空间增大、沉积物在该可容纳空间内堆积的潜在速度增加,但沉积物堆积的实际速度,还受控于物质搬运的地质过程所限制。也就是说,可容纳空间控制了某一时间内、在某一地理位置沉积物堆积的最大值。在沉积物质供给速度不变的情况下,可容纳空间与沉积物供给量比值(A/S 值),决定了可容纳空间沉积物(有效可容纳空间)的堆积速度、保存程度及内部结构特征。当基准面位于地表之下并进一步下降时,侵蚀作用的潜在速度将增加,但实际侵蚀速度也受沉积物搬离地表的地质过程所限制。因此基准面描述了可容纳空间的建立或消失、与沉积作用间的作用变化过程。我们可将基准面看作一个势能面,它反映了地球表面与力求其平衡的地表过程间的不平衡程度。要达到平衡,地表要不断地通过沉积或侵蚀作用,改变其形态向靠近基准面的方向运动。

第二节　体积划分原理与相分异作用

一、体积划分原理

基准面旋回及其伴随的可容纳空间变化的动力学系统,控制着地层的结构与沉积物

征。为了进一步理解这一过程-响应关系，Cross 提出了沉积物体积划分（Volumetric partitioning）的概念。沉积物体积划分即是指在成因地层内沉积物被划分成不同相域的过程。它是基准面变化过程中，不同沉积环境内可容纳空间的四维（空间＋时间）动力学变化的产物。沉积物体积划分是一个重要的概念，因为体积划分直接伴随着原始地貌形态的保存程度、沉积物厚度、内部结构等，诸多的沉积学和地层学的响应。图 11-3 说明了伴随着有效可容纳空间位置的迁移（图 11-3A），海岸平原-滨海砂岩体系域的体积划分及沉积堆积样式的变化（图 11-3B）。在基准面下降期间，有效可容纳空间位置向海方向迁移，空间向海增大、向陆减小，因而滨海砂岩沉积体逐渐增大，海岸平原沉积体积减小。基准面上升期间，有效可容纳空间位置向陆方向迁移，空间向陆增大，因而堆积在陆地相域的海岸平原沉积体积逐渐增大。在较长期的基准面穿越旋回形成的成因层序内，地层的堆积样式（Stacking pattern）以及其地理位置的迁移，也与其在基准面旋回中的位置有关（图 11-3B）。向盆地方向迁移的进积（Seaward-stepping）堆积样式，形成于长期基准面旋回的

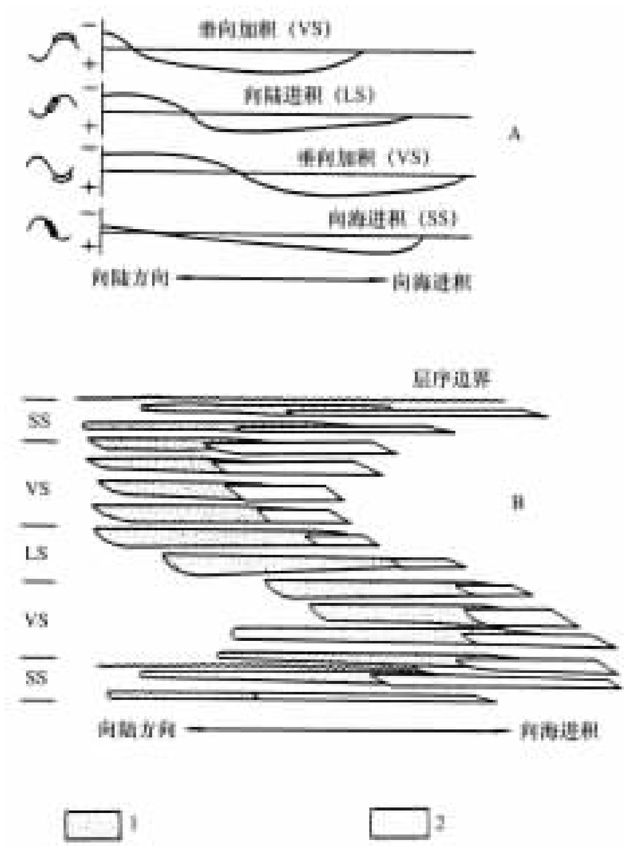


图 11-3　有效可容空间迁移导致沉积物的体积划分和成因地层堆积样式的变化

（据 Cross，1994）

A—可容纳空间地理位置的迁移；B—沉积物体积划分与堆积样式的变化

1—沿岸平原含煤地层；2—滨面沉积

SS—向海进积；VS—垂向加积；LS—向陆退积

下降期间，随之产生的垂向加积（vertical-stepping）地层，形成于基准面旋回上升的开始阶段。向陆方向迁移的退积（landward-stepping）堆积样式，出现在基准面上升时期，随之产生的加积地层则出现在基准面上升的末期和下降早期。

二、相分异作用

在基准面作旋回性变化的过程中，一定 A/S 值下，沿着水体能量降低的方向形成一个反映水体能量和可容空间大小的相域系列；随着 A/S 变化，相域系列在这一方向上作向盆和向陆的迁移运动，并发生相分异。相分异作用是沉积物体积分配作用的沉积学响应，是指在基准面变化过程中岩石的沉积学属性发生变化，具体指地层的几何形态、相组合和相序、岩石多样性、层理类型和岩石物性的差异等。

相分异作用主要体现在平面和垂向上两个方面。在平面上同一沉积相有不同的特点。例如，由于 A/S 向陆减小，向盆增大，因此，在同一体系域内，辫状河沉积在向陆和向盆方向有着不同的沉积特征，向陆河道砂体相互切割程度较高，砂体在横向广泛连通，向盆河道砂体则相对比较孤立。在垂向上主要表现为不同 A/S 下的沉积相叠置。例如钻井剖面中滨浅湖相和半深湖—深湖相的叠置，甚至物源缺乏条件下的半深湖—深湖相和物源充足条件下的半深湖—深湖相叠置。总之 A/S 的变化导致了相分异，从而在平面上和垂向上形成沉积相的差异、岩石内部结构的差异及地层层间和层内非均质性。

第三节　基准面旋回对比

一、基准面旋回对比的原则

A/S 的周期性变化形成基准面旋回，一个基准面旋回周期内的物质运动包括沉积、侵蚀和过路不沉积三种，沉积作用形成岩石地层记录（A＞S），侵蚀作用形成不整合面（A＜S），过路不沉积形成过路不留面（A＝S）。不整合面和过路不留面虽然都没有以地层的形式记录时间，但都是具有时间意义的界面。Cross 的基准面旋回对比不同于岩石类型和旋回幅度（地层厚度）的对比，而是时间地层单元的对比，而同一时间内有的地方表现为地层记录，有的地方则表现为不整合面和过路不留面。因此基准面旋回对比是岩石地层与岩石地层的对比、岩石地层与界面的对比、界面与界面的对比（图 11-4）。

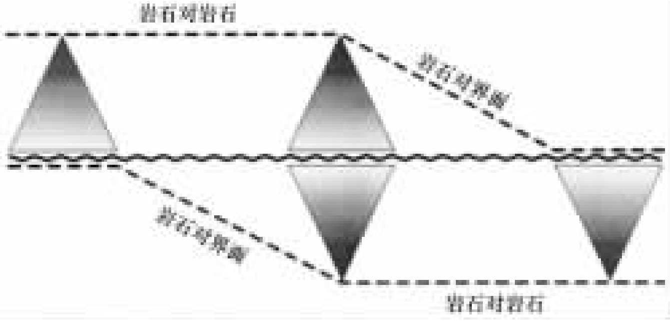


图 11-4　基准面旋回对比原则

Barrell(1917)曾指出:“基准面升降期间沉积物的堆积作用将地层记录自然地划分为在多层次时间刻度上的基准面下降期和基准面上升期。”基准面旋回具有不同的级次性,每一级次内的一个完整的基准面旋回都是由基准面上升旋回和基准面下降旋回两部分组成。基准面上升旋回与基准面下降旋回的转换点代表了可容空间的最大或最小的极限情况,转换点表现为特征明显的岩石地层记录、不整合面或者过路不留面,比较容易识别。

二、海岸平原-浅海相旋回对比模式

Cross 成因地层组利用海岸平原-浅海相硅质碎屑岩的对比模式,说明体系域的体积划分及对比方法(图 11-5)。由图 11-5 可以看出,伴随长期和短期基准面旋回发生的可容纳空间地理位置的迁移,在海岸平原-浅海相的不同地理位置沉积了不同的地层剖面。地层的加厚与减薄以及相序对称性是有规律可循的。海岸平原沉积的垂向旋回在基准面上升时期加厚,在基准面下降时期减薄。厚度变化反映了可容纳空间与充填此空间的沉积比值(A/S)的变化。就旋回对称性而言,基准面上升期间冲积平原是“向上变深”的非对称旋回,基准面下降旋回通常表现为不整合。海岸平原位置同时发育基准面上升与下降组成的对称旋回,具有由“向上变浅”和“向上变深”相序组成的对称旋回。浅海滨面相通常仅发育基准面下降时沉积的非对称的“向上变浅”的相序,而基准面上升时期以海侵冲刷面为代表。向海方向旋回的对称性增加。相序的对称性反映了基准面上升与下降旋回中,沉积物比值和沉积物所代表的时间与“面”所代表的时间比值的变化,与古地形关系较为密切。

图 11-6 为海岸平原-浅海沉积环境地层层序的堆积模式、厚度的时空变化以及层序地层对比。由海岸平原经浅海陆架至斜坡位置,成因层序及组成该层序的相序随时间发生迁移。在基准面长期下降期间,尽管短期旋回具周期性变化特征,可容纳空间总的趋势是逐渐减小。随可容纳空间逐渐减小,浅海陆架旋回逐渐加厚,更多的基准面下降导致非对称旋回出现。当可容纳空间减小到接近或处于可容纳空间极小值时,旋回厚度减小,顶部为基准面下降不整合或沉积物路过时形成的非沉积作用面。海岸平原沉积则相反,旋回厚度逐渐变薄,并以非对称的基准面的上升旋回为主。从长期基准面下降到上升的转变,标志着另一时间幕的开始,但可容纳空间总的趋势是增加,随可容纳空间的增加,浅海陆架旋回由不对称

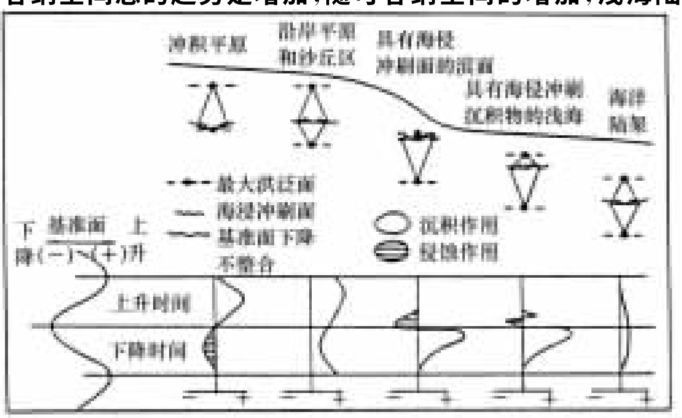


图 11-5　基准面穿越旋回沿岸平原-浅海相域体积划分与旋回对称性的变化

(据 Cross,1994)

到对称旋回，厚度逐渐减薄。而海岸平原旋回，对称性增加，厚度逐渐变大，基准面旋回上升与下降期间渐有更多的沉积物沉积和保存。

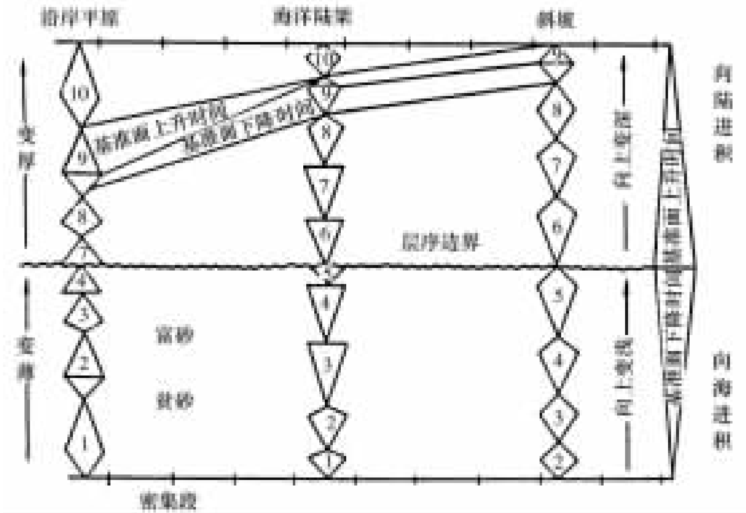


图 11-6　**浅海沉积环境成因地层动态对比概略图**

（**据邓宏文**，1995）

第三篇

陆相层序地层学

第十二章　陆相湖盆层序地学研究基础

非海相盆地的层序地层学研究目前尚处于探索阶段，需要解决一系列基本问题，层序成因是问题的核心。层序成因的合理解释是确定层序划分标准、建立层序演化规律和层序模式等研究工作的前提。本书就目前国内外非海相层序地层学研究的现状做一讨论。

国外比较典型的是 K. W. Shanley 等人所作的工作。他在 1994 年 AAPG 上发表的“陆相地层的层序地层学前景”一文反映了国外陆相层序地层学研究的现状。他的主要观点为：控制层序发育的因素随其所处地理背景不同，而差别较大（图 12-1）。在陆架边缘以外，主要受海平面升降变化控制，向陆地方向海平面变化的影响逐渐变小，最后气候和物源区抬升成为对地层基准面较重要的控制因素。

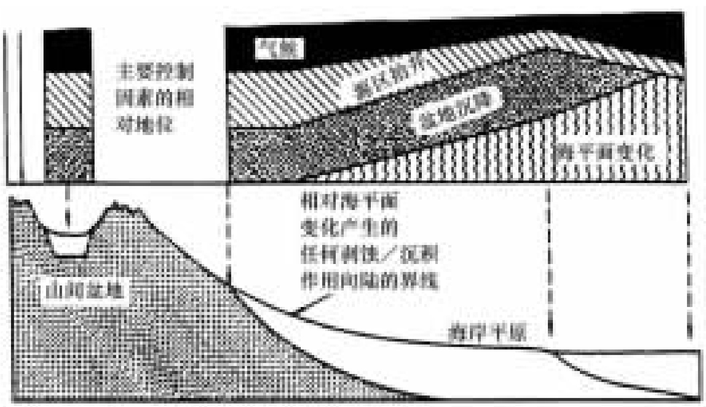


图 12-1　气候、全球海平面升降、盆地沉积和物源区上升效应对陆相地区的储集层规模的控制
（据 Shanley，1994）

第一节　内陆盆地中的基准面和地层结构

相对海平面的变化对滨海和海岸平原环境的平衡面有着重大影响，并控制着形成的地层结构形式。然而，随着内陆距海盆的距离的增大，可容空间和平衡剖面受相对海平面变化的影响减小。实际上，把内陆盆地中地层形态与相对海平面变化进行对比存在致命的问题。在内陆盆地中，相对海平面变化没有什么重要意义。然而，在内陆环境中，地层的沉积仍然受可容空间和沉积基准面的控制。那么，在内陆环境中如何确定这些沉积基准面就成为一个重要问题。

在湖相环境中，无论湖泊是敞流湖盆（例如具有湖水外流）还是闭流湖盆，湖平面的变化影响着湖相地层。水文地质学将湖盆分成敞流湖盆和闭流湖盆两种类型：①闭流湖盆是指注入湖盆的水量小于蒸发量和地下渗流量之和，湖平面的位置常低于盆地最低溢出口高程的湖盆；②敞流湖盆是指注入湖盆水量大于蒸发量和地下渗流量之和，湖平面的位置维持在与湖盆的最低溢出口相同的高程上，多余的水通过泄水通道流出盆地的湖盆。湖平面的变化首先决定着湖泊的可容空间和能量的分布。湖平面对湖相地层及其

邻近的河流相地层起主要控制作用，其控制方式与相对海平面对海相和海岸平原相地层的控制方式相同。因此，湖相地层的地层结构反映了沉积物输入与湖面变化所决定的可容空间变化之间的相互作用。此外，湖平面的变化也影响注入湖泊的河流系统，这一点与相对海平面的变化对注入海盆的河流系统的影响类似。湖岸附近的河流下切和加积作用与湖平面的对应关系十分密切。而随着离岸距离的加大，这种相关性减弱。

目前，在除了河流相和湖相地层之外的其他陆相地层中建立基准面的工作开展得较少，但这也确实是一个令人感兴趣的研究领域。在风成体系中，大量沉积物的保存与广布的风蚀面有关，而这种风蚀面又与地下水位有关。这些区域性展布的风蚀面被称为基准面。这种风蚀面可以在滨岸进积沙海和内陆沙海等各种风成沉积中见到。这个风蚀面的面积可达数十平方公里，在一定范围内可以控制沉积物的保存和侵蚀。因此，地下水位可以看成是风成沉积体系内沉积基准面的一种形式。地下水位的升降变化控制着风成地层的沉积格架。在海盆或湖盆边缘的风成体系中，地下水位与湖平面或相对海平面密切相关。但是，远离湖盆或海盆，地下水位只与当地的长周期气候变化有关。因此，在内陆盆地或远离海洋的地区，可容空间主要与气候和构造运动有关。

第二节　层序地层学在湖泊环境中的应用

“针对浅海环境发展起来的层序地层学的概念和原理能够很容易地应用于‘闭流’湖泊体系”(Shanley，1994)。湖面变化对湖相地层沉积作用的控制，其方式与相对海平面变化对浅海地层的控制很相似。许多文献中谈到湖平面变化影响地层沉积的例子。“穿过一些湖泊的高分辨率地震剖面说明其 25000 年前的湖平面比现在湖平面低 200m”(Gasse，1977)。这些例子说明，湖平面变化的幅度不小于甚至大于海平面变化的幅度。“已在许多湖盆中识别出了由湖平面变化所产生的层序边界，这些地层层序边界以削蚀方式下伏于‘高水位’湖相沉积之下，‘低水位’期的沉积相明显地向盆地方向迁移”(Scholz 等，1993)。且“低水位”的沉积相与“高水位”的沉积相类型及其组合明显不同(图 12-2)。

“坦噶尼喀湖的主要沉积单元反映了可变的湖面、气候和物源区的相互作用。地震资料中所观测到的湖相地层的层序地层单元，尽管比相应的海相单元薄，但是它们在形态上与许多被动大陆边缘盆地的观测结果极为相似”(Smith，1991)。

美国非海相层序地层学研究小组描述了阿根廷白垩系地层中的湖相体系域的一个模式。“完全干枯的湖泊相低水位沉积由向上变粗的碎屑楔式席状体组成，且顶部被河道切割。低水位期间有如吉尔伯特型三角洲的发育。湖面上升导致以滨岸线退积式准层序组为特征的水进体系域，它们由分支河道和河口坝相的细粒砂岩组成，上覆有氧化的近滨至远滨湖相地层。高水位体系域由沉积在深水缺氧环境中的薄而广的暗色有机页岩构成”(Shanley，1994)。此外，还描述了荷兰湖泊盆地的例子：“地层中层序边界是响应于干旱气候条件下的低湖面形成的。低水位体系域以盆地中心的蒸发岩系以及过渡区内广布的风成沉积为特征。水进体系域由盆地中心的湖相和泥坪沉积以及过渡区的潮湿沙坪组成。沿盆地边缘具有干谷型沙坪。这些地层内的最大洪泛面以伸展到湖泊中心的湖相组以及盆地边缘广布的内陆萨布哈和河流沉积作为标志。高水位沉积以盆地中心的泥坪和湖相沉积以及过渡区和部分盆地边缘的干谷和潮湿沙坪为主”(Shanley，1994)。

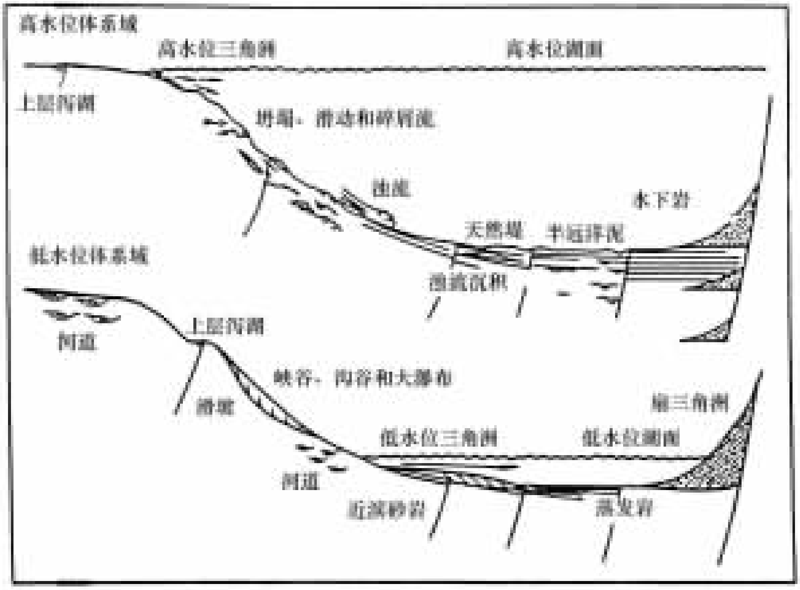


图 12-2　**综合的半地堑模式,显示了湖相高水位和低水位体系域的可能组成**

（**据** Scholz，1991；**有修改**）

第三节　陆相盆地层序地层的特点

层序地层学是根据地震、钻孔和露头资料对地层形式做出综合解释,其中心思想在于建立沉积盆地的等时地层格架。目前层序地层研究的成功经验主要来源于大陆边缘盆地,有关陆相盆地层序地层研究报道甚少。由于板内构造条件下陆相盆地的地质结构明显不同于大陆边缘盆地,因此,陆相盆地层序地层研究与大陆边缘盆地相比具有较大的差异。主要区别包括:①陆相盆地主要受控于构造因素,而且沉积盆地内均造分区明显,沉降分异大;②陆相盆地具物源近、堆积快等特点,沉积物中含突发性事件沉积所占比例较大,气候变化对沉积物供给影响更明显;③陆相盆地具有多物源、多沉积中心、相变快、相带窄、水域面积小,变化大等特点,其沉积体系域类型比大陆边缘盆地更多样化和复杂化;④陆相盆地内湖底扇或深水重力流沉积主要发育于深湖泥岩段,而大陆边缘盆地海底扇则发育于低水位体系域。

一、层序发育的控制因素

大陆边缘盆地控制层序发育的主要因素是海平面升降变化、沉降速率和沉积物供给。Sangree **等还强调了气候是层序形成中的另一控制因素。在陆相盆地中,控制层序发育的主要因素是基底沉降、沉积物供给和气候。气候条件主要影响沉积物类型,而构造沉降和沉积物供给则直接控制沉积体系空间配置和不同级别层序单元的界面,其中构造沉降是最关键的因素。陆相盆地内层序的形成和结束与不同时期的构造幕有关,也就是说陆相盆地构造应力场的改变或构造背景的改变必然导致沉积体系和体系域的变化。**

陆相盆地构造背景的转变有四种形式，即间歇沉降型（如前陆盆地间歇性俯冲、断陷盆地盆缘断裂间歇性活动）、构造应力场转换型、盆地构造属性转换型（如断坳转换型）和构造抬升型。这些构造背景改变在沉积上的响应就是层序界面。在地史记录中，层序界面可能出现地层缺失或剥蚀、地层超覆或沉积体系域的转换。简而言之，这些因素都综合反映到沉积盆地内沉降速率和沉积物供给两大参数上来。陆相盆地具有多物源、物源近、相变快、相带窄、盆缘边界条件复杂等特点，因此，陆相盆地沉降速率和沉积物供给参数比大陆边缘盆地变化更大。

1. 沉降速率

沉降是构造作用（地壳拉张、冷却、构造负载）或沉积负载的产物。板块间及板块内区域应力场的变化显著地影响板内沉积盆地不同地区的沉降速率。盆地内沉降速率的变化既受控于区域构造应力场，还受控于局部构造格局。陆相盆地内沉降分异很大，尤其是在断陷盆地，由于盆地内同生断裂的边界条件差异较大，进而导致沉降速率差异较大。因此断陷盆地的盆缘主干断裂的活动周期直接控制和影响层序构成及发育。

2. 沉积物供给

沉积物供给量是一种对物源区至盆地的地形、岩性以及物源区气候的复杂响应。流域汇水盆地地形本身又受控于物源区和至盆地的搬运通道区的构造。气候变化可引起沉积物供给量的波动。陆相盆地内物源近，短期事件沉积比例较大，如泥石流、短期扇沉积和短期水道沉积都与气候密切相关。在断陷盆地中许多冲积扇和扇三角洲沉积都是短期洪泛事件沉积的产物。气候变化还控制着内陆盆地湖平面的高低。

二、层序界面类型

陆相盆地分析过程中，准确地控制各级层序地层单位的沉积构成及其相互关系的关键在于不同级别界面的分析。在陆相盆地中各沉积湖盆往往相互分隔，盆地内相变又十分复杂，寻找区域性稳定的层序界面比较困难。但沉积盆地的形成和演变过程仍具有某种相似性。沉积盆地内较高级别的层序界面，如构造层序的层序界面，都与区域性构造事件有关。结合中国中新生代陆相盆地特点，以下四种界面可作为层序界面（图 12-3）。

1. 古构造运动面

代表盆地的基底面或湖盆萎缩阶段古风化剥蚀面，通常代表一定规模的构造运动中所形成的不整合面。这种界面与区域构造事件吻合，即区域性不整合面。这种古构造运动面不仅在同一沉积盆地内等时并普遍发育，而且在相同应力场作用下的同期盆地也普遍发育，因而具有较好的可比性。这种界面是较高级别的层序界面，往往是超层序界面或一级层序界面。

2. 构造应力场转换面

盆地从扩张到萎缩过程有时是由于盆地构造应力场的转换导致盆地沉降速率的急剧变化，进而使得充填沉积物发生较大的变化。构造应力场的转换面在沉积上表现为沉积体系或体系域的转换面。这种界面在盆地中央可能为整合界面，而在盆缘地带为侵蚀或冲刷界面。这种界面往往是二级层序界面。

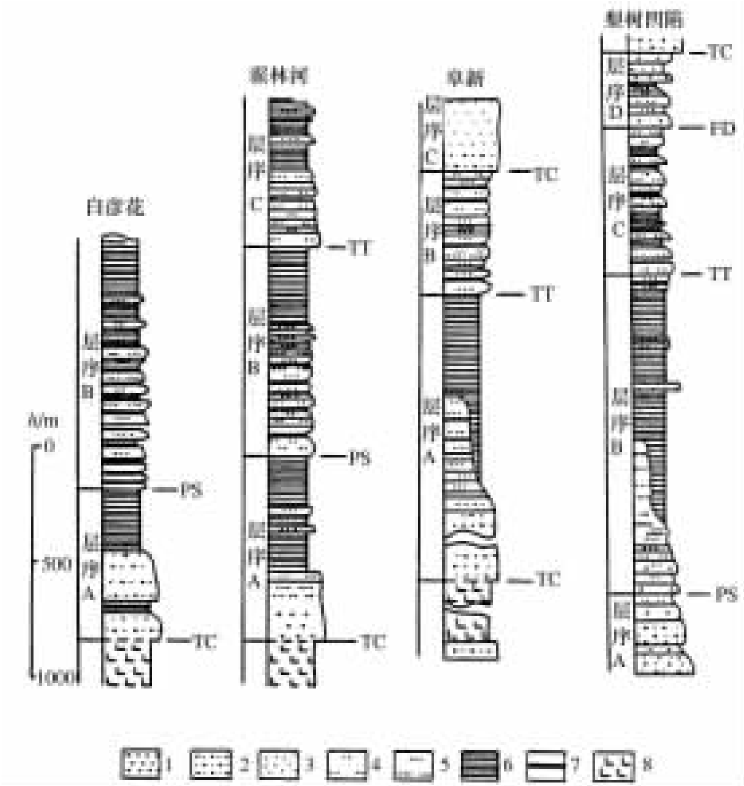


图 12-3　**某些典型陆相盆地的层序界面**

TC—**古构造运动面**；TT—**构造应力场转换面**；PS—**大面积侵蚀或冲刷不整合面**；FD—**大面积超覆界面**；1—**砾岩**；2—**砂砾岩**；3—**粗砂岩**；4—**中砂岩**；5—**细砂岩**；6—**泥岩和粉砂岩**；7—**煤层**；8—**火山岩**

3. 大面积侵蚀或冲刷不整合面(或称沉积间断型界面)

相当于 Van Wagoner **等**(1988)**的层序中的**Ⅱ**型不整合界面。这种沉积间断型界面在盆地不同地区表现出不同特征。盆缘地带为陆上沉积间断，除出现无沉积作用外，还出现明显的大面积侵蚀和冲刷现象，地震剖面上常见到明显有顶削现象。坳陷中央为水下沉积间断，出现由沉积作用非常缓慢或无沉积作用所产生的时间间断，间断面上下不仅岩性差异较大，而且在有机质丰度和有机质类型上具明显差异。**

4. 大面积超覆界面

由于盆地构造机制的改变，如断陷向坳陷转变，必然导致全盆地范围内出现大面积的超覆界面。这种界面在盆地周缘地带多为角度不整合界面，而盆地中央地带可能为连续整合沉积或者为平行不整合面。

以上四种界面在野外露头、钻孔岩心或测井曲线中往往显示为古风化壳、古土壤层或强烈冲刷现象等一系列特征标志，界面上下地层不仅有明显的岩性差异而且在古生物组合、有机质丰度和有机质类型等方面有显著的差异。这些层序界面在地震剖面上常见顶削现象和超覆现象。

第四节　湖　平　面

一、湖盆类型

水文地质学将湖盆划分为两种类型，即敞流湖盆和闭流湖盆（其定义见第十一章）。通常干旱气候条件下容易形成闭流湖盆，潮湿气候条件下易成敞流湖盆。

二、湖平面的定义

目前研究陆相湖盆层序地层学的学者，都在使用“湖平面”一词，但并没有给“湖平面”下明确的定义，各家对“湖平面”的理解也不一样，有些学者把水深的变化当成湖平面的变化，因此引起了许多不必要的争执。

1. 相对湖平面

参照 H. W. Posamentier 等（1988）对海平面和海水深度的定义，本书也试图给湖平面下一个描述性的定义。定义湖平面的位置，需要选择一个参照系，本书选择断陷湖盆基底的某一基准面作为参照系。这样，相对湖平面就是湖平面到基准面的高度；水深则是湖面到湖底沉积物表面的高度（图 12-4）。因此，如果我们说湖平面升降，就是指湖盆中任意一点处的湖面到基底高度的变化。

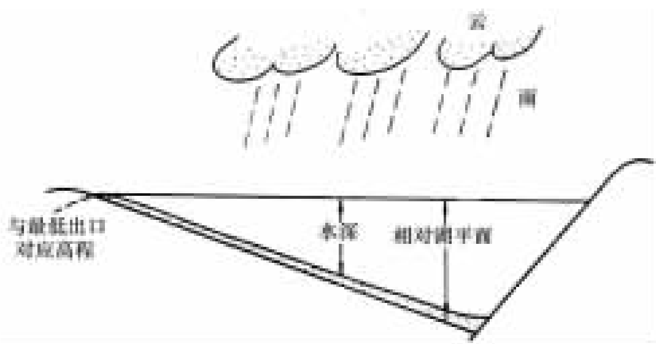


图 12-4　相对湖平面及水深的定义

相对湖平面的变化决定着水下可容空间的变化，可容空间与沉积物供应速度比值的变化导致湖盆地层沉积格局的变化。

2. 绝对湖平面

绝对湖平面的定义没有相对湖平面的定义那样简单。海洋中，在其他条件不变的情况下，绝对海平面只与海水的绝对体积有关。但对于敞流湖盆，绝对湖平面无法定义，因为在这种湖盆中，湖水面已达到最低出口，大气淡水的注入已不能提高湖平面。相对湖平面的提高只能由盆地构造沉降引起，如果消除了构造沉降，就会得出绝对湖平面不变的结论。

对于闭流湖盆，我们可以把绝对湖平面定义为湖面到基岩的高度。由于闭流湖盆周围地形高，最低溢出点位置高，所以，大气淡水的注入可以引起湖平面的上升，而湖盆基底总体构造沉降则不会影响湖平面。这样，就等于湖平面的变化已基本上扣除了构造沉降的影响，可称为绝对湖平面变化。因此，闭流湖盆的绝对湖平面，实际上与湖水总体积的变化有关。

相对湖平面的变化决定着可容沉积空间的变化，通过相对湖平面变化曲线的编制就可以反映出陆相断陷湖盆水下可容空间的变化情况。对于断陷型敞流湖盆，由于盆地基底是不断沉降的，其相对湖平面只升不降；而对于闭流湖盆，相对湖平面是由绝对湖平面决定的，有升也有下降。

实际上，在地质历史中，敞流湖盆和闭流湖盆是相互转化的，这样就导致了湖平面变化曲线的复杂性。

第五节　湖平面变化的控制因素

湖泊与海洋相比体积小，水体少，影响因素多，外界条件的稍微改变就会引起湖平面的变化，因此湖平面的变化比海平面的变化要频繁，变化频率高。表 12-1 表示海平面与湖平面变化控制因素的对比。

表 12-1　　海平面与湖平面变化控制因素的对比表

项目	海　盆	湖　　盆
面积	大	小，仅相当于海盆的一部分
连通性	全球连通	孤立的
沉积物供应量	沉积物供应量比海水的体积小得多，对海平面变化的影响小	沉积物供应量相对于湖水的体积所占比例较大；对闭流湖盆的湖平面变化影响较大，但对敞流湖盆的湖平面无影响
构造运动	全球性的构造运动（如洋中脊的扩张）对海平面的影响很大，区域性或局部性构造的升降对全球的绝对海平面的影响很小，但对该区的相对海平面影响很大	与海盆中“区域或局部”面积相当的基底的升降可能就是整个湖基底的升降。它不会影响闭流湖盆的绝对湖平面和相对湖平面。湖盆中的局部构造升降，因面积小，无实际意义
气候	对海平面影响大，但影响速度慢	对敞流湖盆的湖平面无影响，但对闭流湖盆的湖平面影响大
河水注入量	对海平面影响很小	对闭流湖盆的湖平面影响大，对敞流湖盆的湖平面无影响

在影响湖平面变化的诸因素中，主要有构造运动、气候变化、沉积物充填、河水的注入和海侵等。但对于不同类型的盆地，这些因素所起的作用的份量是不同的。

一、构造运动

构造运动是决定陆相湖盆湖平面变化的最主要因素。构造运动决定着盆地蓄水空间的形成与消亡，若构造运动不形成蓄水空间，就不可能形成湖泊，也就更谈不上湖平面了。构造运动在不同的湖盆中有不同的表现。

1. 构造运动对敞流湖盆的影响

盆地基底构造沉降是导致敞流湖盆相对湖平面上升的因素。构造沉降的速率决定着湖平面上升的速率。盆地基底的构造抬升导致相对湖平面下降（图 12-5）。从图 12-5 中看出，构造沉降距离等于相对湖平面上升的距离，构造沉降曲线与湖平面上升曲线互呈镜像关系。

2. 构造运动对闭流湖盆湖平面变化的影响

对于闭流湖盆，盆地基底的总体构造沉降会引起湖平面的下降，两者幅度一般情况下相

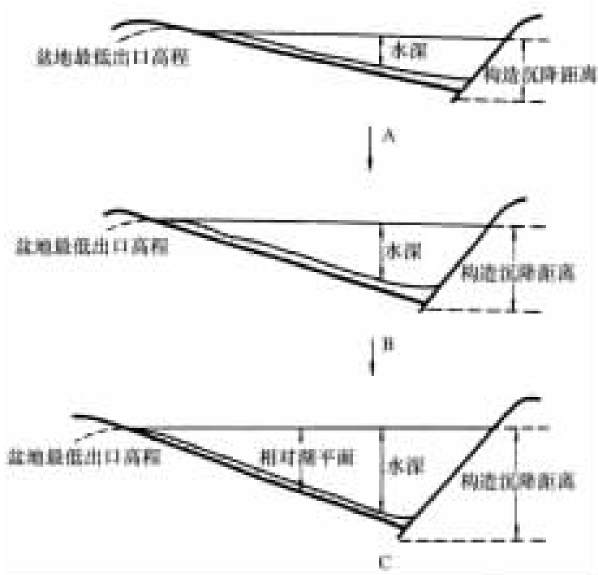


图 12-5　**构造沉降对敞流湖盆平面变化的影响**

从 A→B→C,**构造沉降距离在增加,相对湖平面上升**

等,即相对湖平面不变。也就是说,盆地基底的整体构造运动对闭流湖盆的相对湖平面变化无影响(**图** 12-6)。**由于湖盆的面积小,局部构造升降与盆地基底的整体升降是一致的,这一点与海洋不同。**

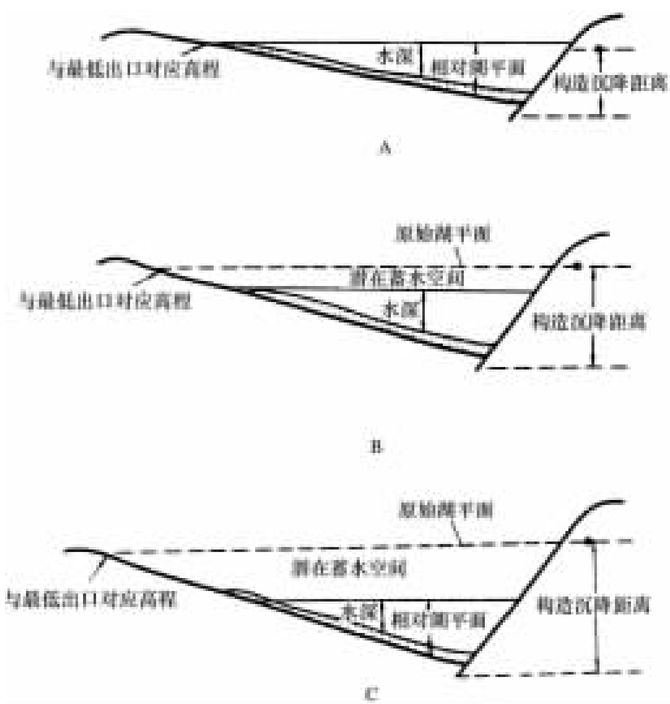


图 12-6　**盆地基底构造沉降与闭流湖盆湖平面变化的关系**

从 A→B→C,**构造沉降距离的增加不影响相对湖平面**

二、气候的变化

大气降水是湖水的主要来源，在其它条件相同的情况下，大气降水量与气候的变化密切相关，潮湿的气候条件将使淡水供给充沛，可使闭流湖盆的相对湖平面上升，直至形成敞流湖盆。敞流湖盆形成后，潮湿的气候对其湖平面不再产生直接影响。在干旱的气候条件下淡水补给少，使敞流湖盆变化成闭流湖盆，长期下去将导致闭流湖盆湖平面的下降。

三、沉积物供应的影响

与海盆相对比，湖盆的体积小，而沉积物的供应速率并不低。因此沉积物的供应对湖平面的变化有很大的影响。

1. 沉积物供应对敞流湖盆湖平面的影响

对于敞流湖盆，沉积物的充填不影响湖平面的变化，只会导致湖泊水深的减少，最终导致湖泊的消亡（图 12-7）。

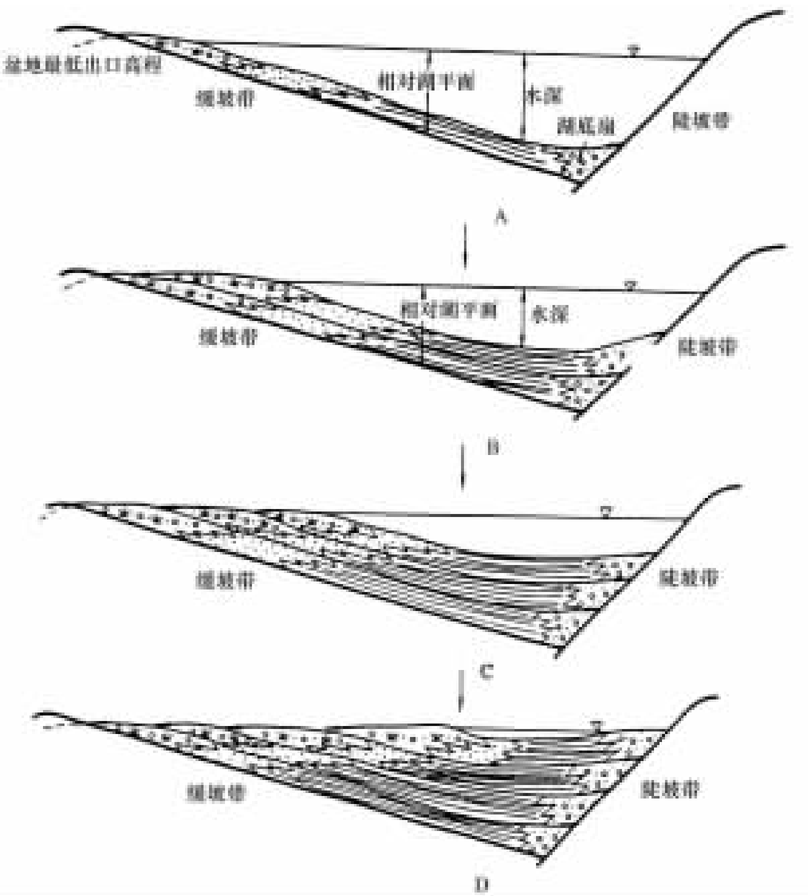


图 12-7　沉积物供应对敞流湖盆湖平面的影响

从 A→B→C→D 无构造沉降，沉积物充填只影响水深，不影响相对湖平面

2. 沉积物供应对闭流湖盆湖平面变化的影响

对于闭流湖盆，沉积物的充填，将导致相对湖平面的上升(图 12-8)，而对水深的影响不大。这与乌鸦往瓶中填石子喝水的原理是类似的(图 12-9)。

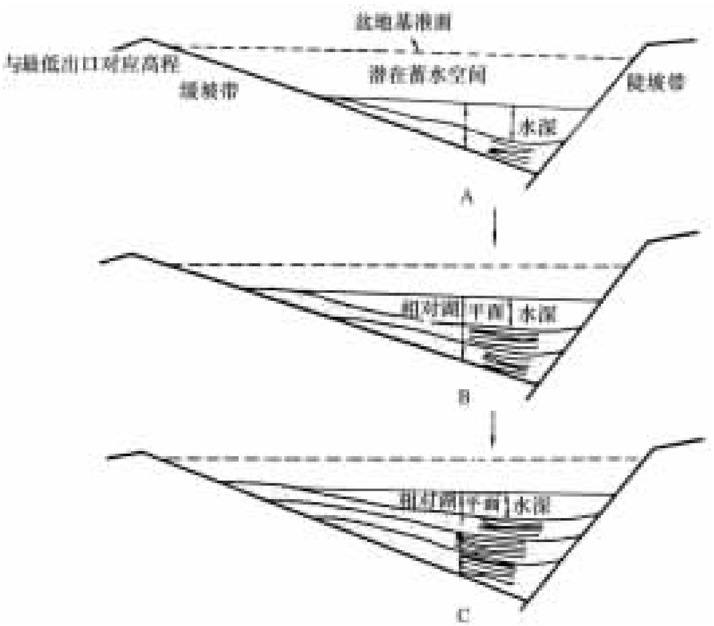


图 12-8　沉积物供应对闭流湖盆湖平面的影响

湖水注入量＝蒸发量＋地下渗流量，构造沉降＝0，

从 A→B→C→，反映沉积物的充填引起湖平面上升，而水深基本不变

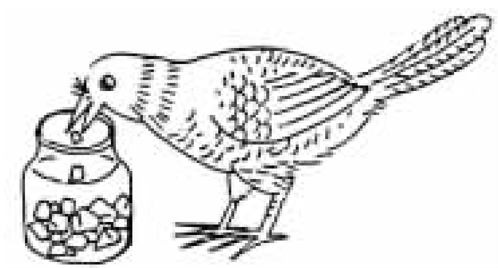


图 12-9　乌鸦往瓶中填石子喝水的原理图

四、海侵的影响

当近海湖盆最低溢出点高程低于海平面的位置时，海平面才可能对湖平面产生直接影响。一旦海洋与湖泊连通，那么原来的湖泊就变成了海湾，湖平面等同于海平面，则湖平面变化的影响因素完全与海平面变化的影响因素相同。湖平面变化曲线也与海平面变化曲线相同。

更复杂的情况是，湖泊与海洋时而连通，时而隔绝，则地质历史时期中湖平面的变化曲线将非常复杂。

第十三章　断陷湖盆层序地层学模式及层序形成机制

第一节　断陷盆地层序地层学模式

一、Olsen 的陆相断陷湖盆层序地层学模式

Olsen 通过对里奇蒙德湖盆、纳瓦克湖盆和方迪湖盆的研究，建立了三种模式。这三个模式的基本观点是湖平面变化控制着地层的形式。

1. 里奇蒙德(Richmond)型湖盆模式

这种湖盆中组成充填地层的层序具有如下特点：

① 层序厚度大；层序边界是由大规模湖平面变化形成的，具分布范围广的特点。

② 低水位沉积期，陡坡带发育有反映浅水环境的砂-粉砂互层沉积；缓坡带发育河流充填沉积。

③ 高水位沉积期，陡坡带发育冲积扇、扇三角洲；湖中央发育深水具纹层结构的泥岩、浊积岩沉积；缓坡带发育三角洲沉积。

多个具上述特征的层序叠合充填湖盆，便构成里奇蒙德型模式(图 13-1)。

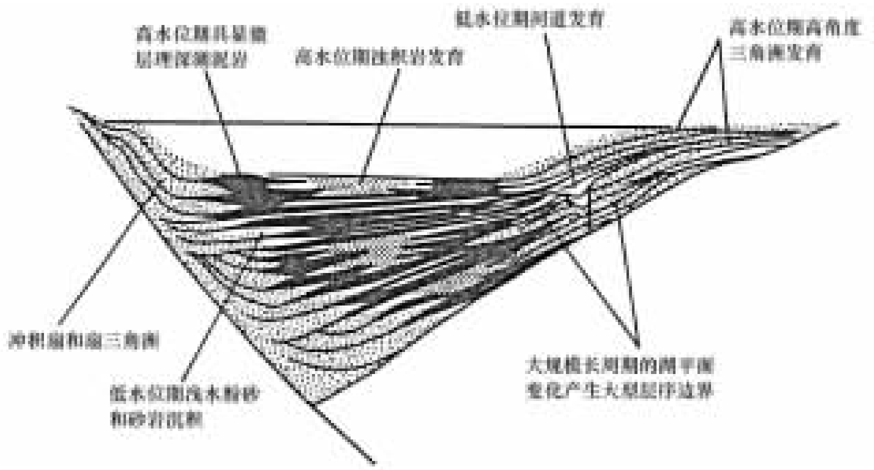


图 13-1　里奇蒙德型湖盆层序模式

(据 Olsen，1990)

2. 纳瓦克(Newark)型湖盆模式

纳瓦克型湖盆中地层是由多个具如下特征的层序组成的(图 13-2)。

① 层序厚度小；相对来说，低水位体系域(包括湖侵)发育，厚度大；而高水位体系域不发育，厚度小。

② 低水位时期，湖盆大部分地区沉积具泥裂的厚层泥页岩，只有靠陡坡、缓坡的小区域内分别发育冲积扇、河流层序沉积和三角洲及其相应的河流沉积。

③ 高水位沉积期，大部分地区发育具显微纹层结构的深湖泥岩，边缘发育三角洲沉积，但在下期低水位和湖侵期，遭受侵蚀厉害。

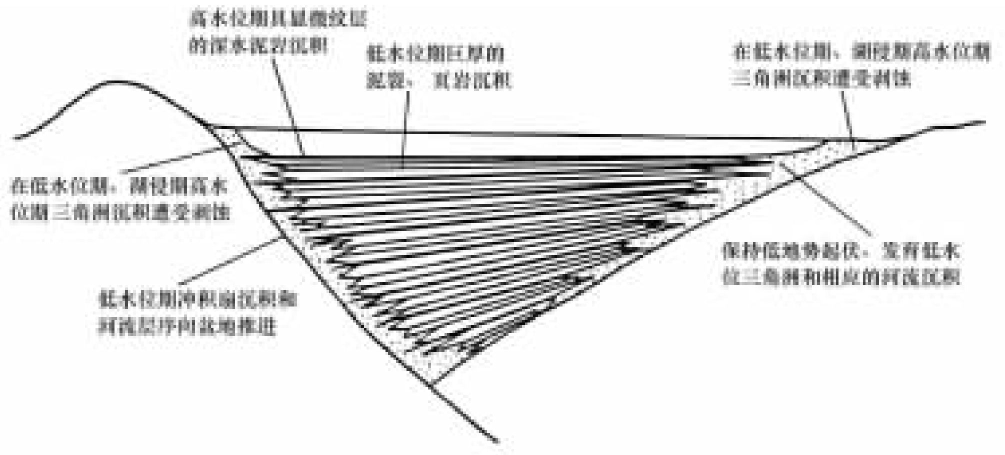


图 13-2　**纳瓦克型湖盆层序模式**

（**据** Olsen，1990）

3. 方迪(Fundy)型湖盆模式

方迪型湖盆中地层是由多个具如下特征的层序组成的(**图** 13-3)。

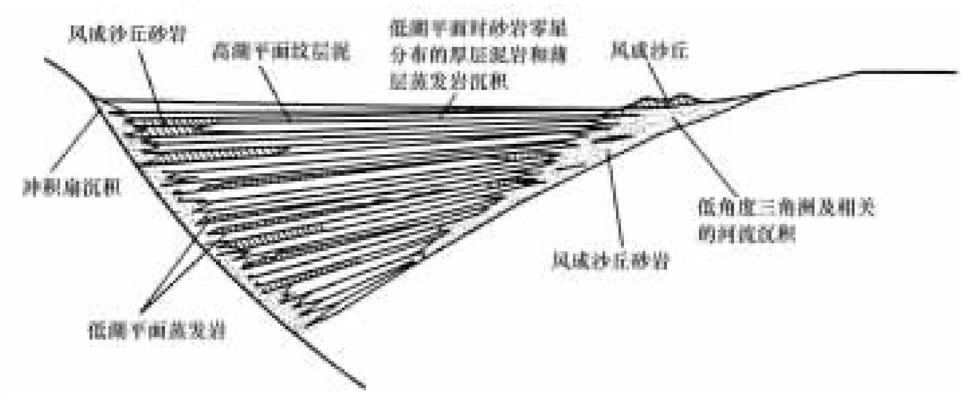


图 13-3　**方迪型湖盆层序模式**

（**据** Olsen，1990）

① **与纳瓦克型湖盆层序特征①相似**。

② **蒸发岩发育，风成沙丘发育**。

③ **低水位沉积期，湖盆中部为厚层泥岩夹薄蒸发岩和零星砂体，缓坡发育三角洲及相关的河流沉积，陡坡发育风成砂丘砂岩；高水位沉积期，沉积物主要为具纹层构造泥岩**。

在以上所建立模式的基础上，Olsen **对里奇蒙德、纳瓦克、方迪等湖盆中沉积物进行了旋回对比，见图** 13-4。

二、Perimutter **和** Matthews **的断陷湖盆层序地层学模式**

他们通过研究一个全球性气候变化周期内(**图** 13-5)**断陷湖盆中沉积地层格架的变化，建立了受气候变化和沉积背景共同控制所发育的层序模式**。

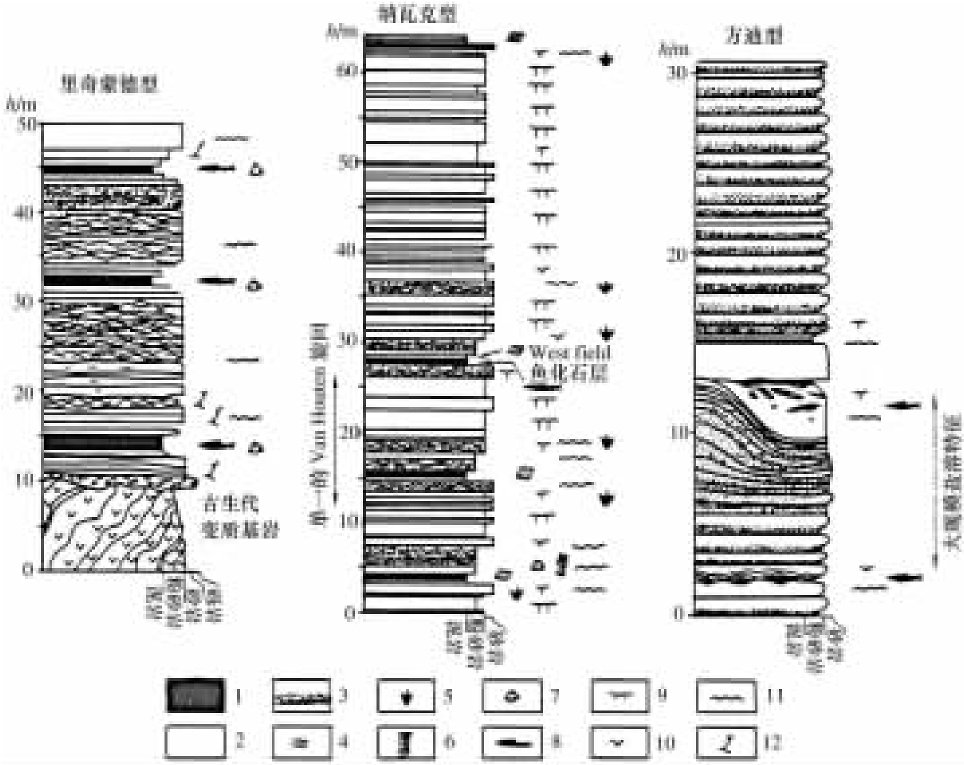


图 13-4 里奇蒙德、纳瓦克和方迪型湖相沉积复合体中 Van Houten 旋回的对比

（据 Olsen，1990）

1—暗色具显微层泥页岩；2—碎屑岩；3—砂斑结构；4—死马；5—足迹；6—植物大化石；7—植物微化石；8—全鱼化石；9—裂缝丰富处；10—裂缝稀见处；11—振荡波痕或波状层理；12—树干

1. 高盆缘型(湖盆沉降速率远大于沉积速率)

① 对应气候曲线 A 段(图 13-5)气候炎热、潮湿、降雨量充沛。缓坡端河流、三角洲特别发育。陡坡端水下扇多见,湖泊中部以厚层泥夹浊积砂沉积为主(图 13-6(a))。

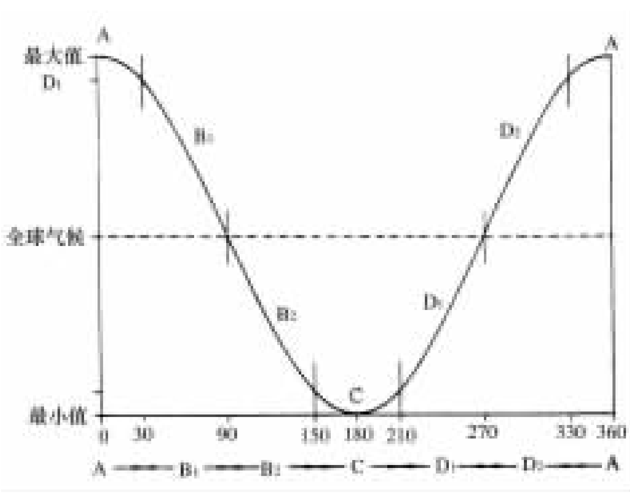
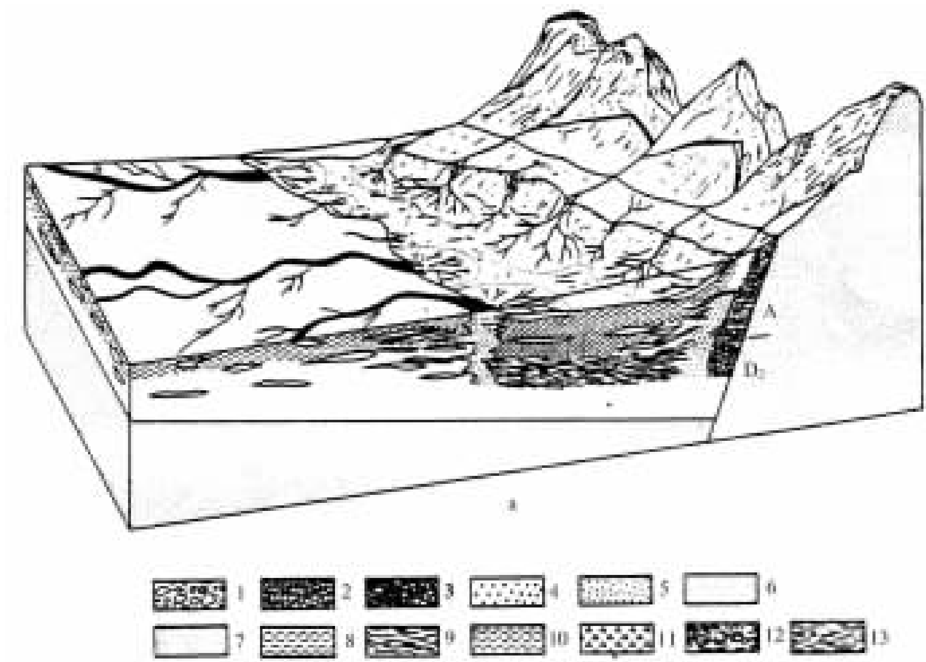


图 13-5 全球气候变化曲线周期

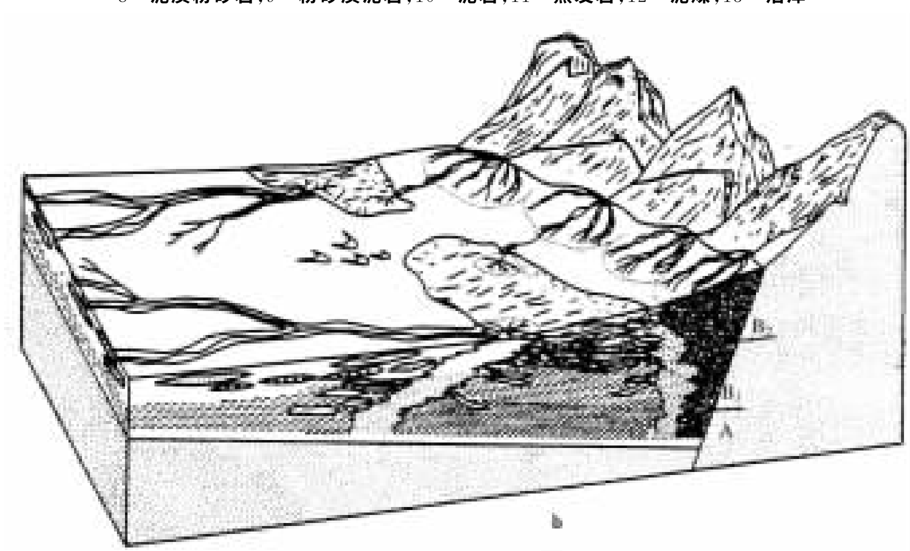
② 气候周期曲线上，B_1 段对应亚热、半潮湿气候，沉积物类型与 A 期一致，只是湖盆范围缩小很多（图 13-6(b)中 B_1 段）；B_2 段对应干热的气候条件，湖盆范围更小，粉砂质泥岩构造很发育，陡坡端冲积扇多见（见 13-6(b)中 B_2 段）。

③ 气候周期曲线上 C 段代表炎热干旱气候，湖泊非常局限，其中零星发育蒸发岩沉积。缓坡带河流断流，发育沙丘沉积，陡坡带为粒粗、分选差的冲积扇沉积（图 13-6(c)）。

④ 气候变化曲线上，D_1 代表干热气候条件，它与 B_2 期沉积物相似，只是粒度上向上变细；D_2 代表气候亚热、半潮湿，沉积物与 B_1 相似（图 13-6(d)中 D_1，D_2 段）



1—角砾岩；2—砾岩；3—砾石层；4—粗砂岩；5—细砂岩；6—砂质粉砂岩；7—粉砂岩；
8—泥质粉砂岩；9—粉砂质泥岩；10—泥岩；11—蒸发岩；12—泥煤；13—沼泽



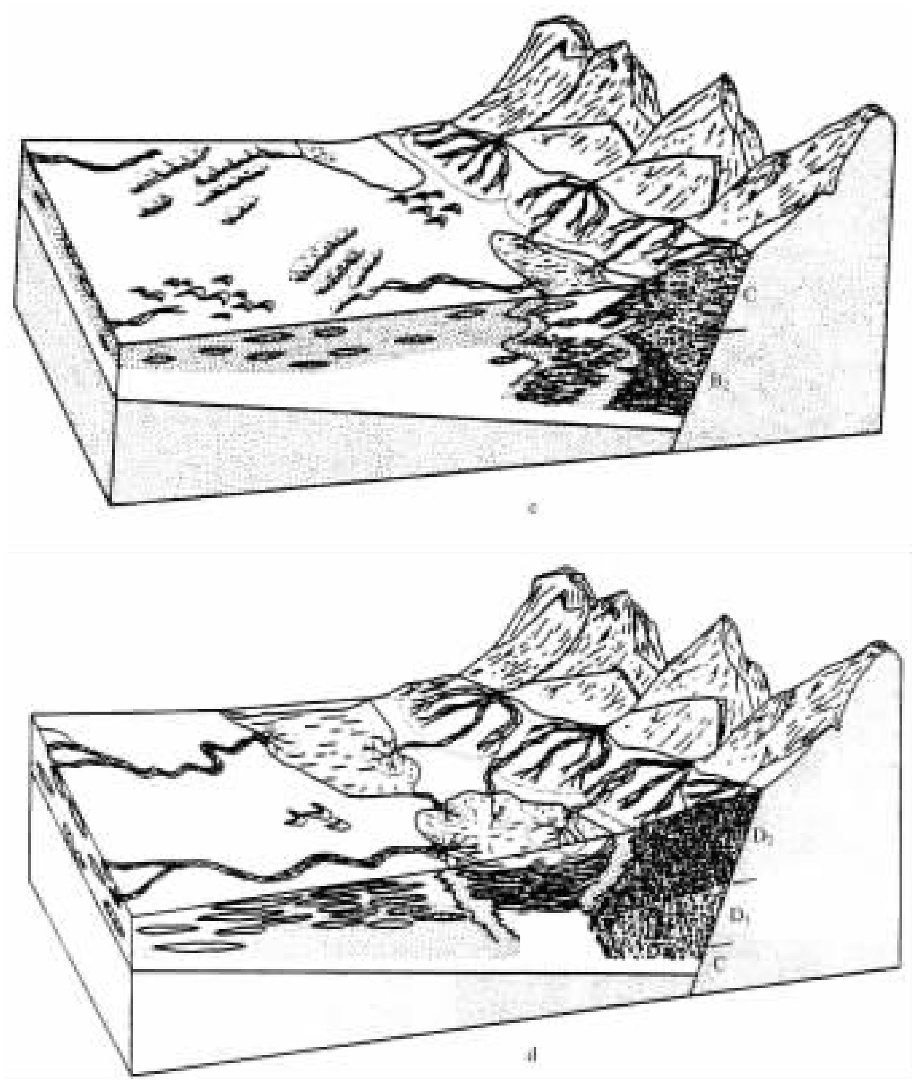
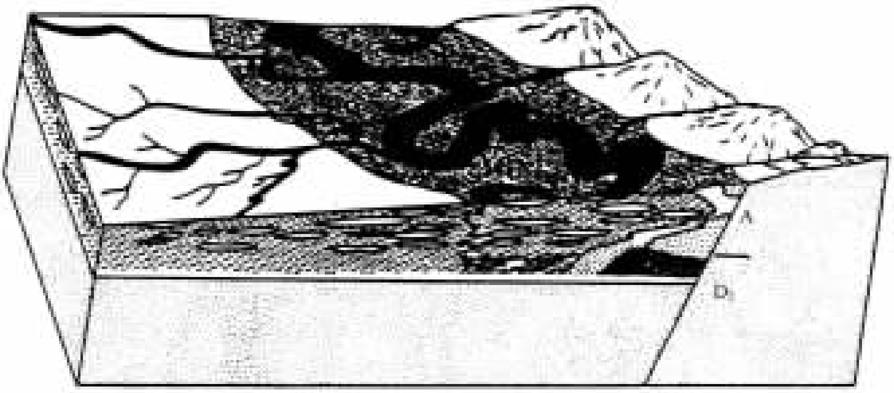


图 13-6　**沉积地层背景为第** 3 **气候带。大地构造格架为:半地堑,盆地边缘具有高凸起,沉降速率大于沉积速率。**(a) **气候为** A **相,是气候曲线上的最大值,热带-潮湿气候条件下的沉积相和地层特点;**(b) **气候条件为** B_1 **相和** B_2 **相的地层沉积特点,**B_1 **为热带/半潮湿气候,**B_2 **为热带干旱气候;**(c) **热带-温带的干旱气候;**(d) D_1—**热带干旱气候,**D_2—**热带亚潮湿气候**

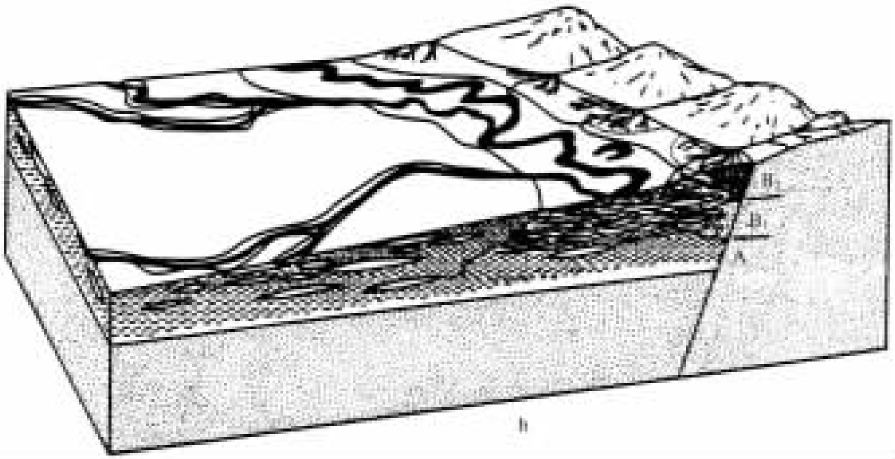
(Perimutter **等**,1990)

2. 低盆缘型(湖盆沉降速率小于沉积速率)

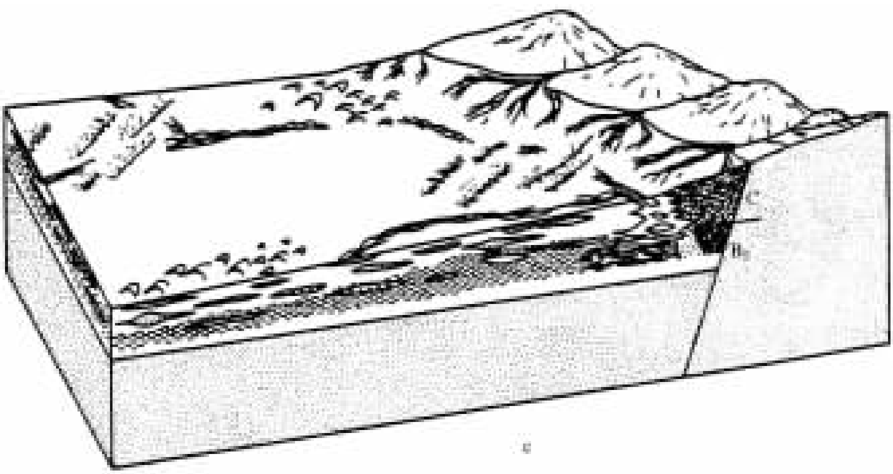
这种湖盆中,水体浅(无湖泊)、河流发育是一大特点。如对应 A **时期,河流呈大型曲流河,沉积物以泥为主,夹透镜状河道(图** 13-7(a));B_1,B_2 **时期,仍以河流沉积为主,只是河流宽度变窄,**B_2 **期在陆坡带发育小型的冲积扇沉积(图** 13-7(b)**中** B_1、B_2 **段);对应** C **时期,缓坡带为风成沙丘沉积,以细砂、粉细砂沉积为主,陆坡带冲积扇较** B_2 **时期范围变大,粒度变粗(图** 13-7(c));**对应** D_1、D_2 **时间,湖盆沉积特征与** B_2,B_1 **时期比较相似(图** 13-7(d)**中** D_1、D_2**(段)。**



a



b



c

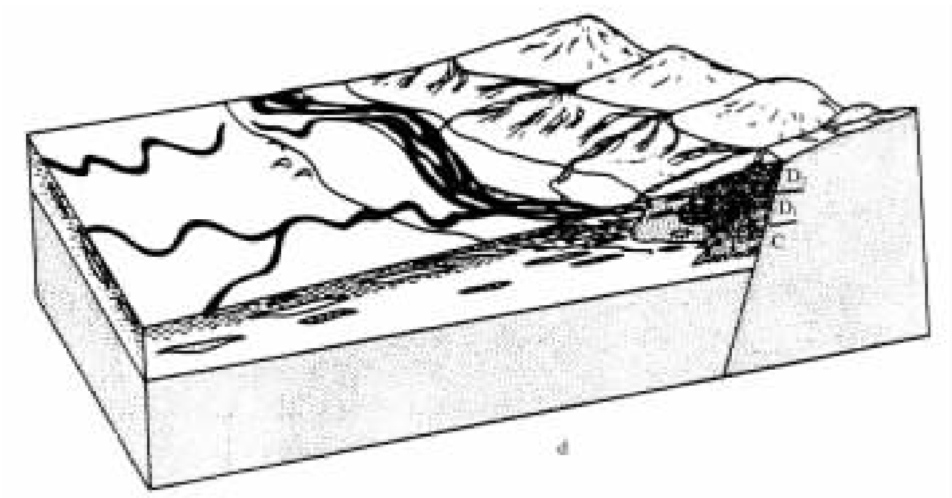


图 13-7　沉积地层背景为第 3 气候带。大地构造格架为：具低盆缘的半地堑，沉降速率小于沉积速率。（a）气候为 A 相，是气候曲线上的最大值，具热带-潮湿气候条件下的沉积相和地层特征；（b）气候条件为 B_1 相和 B_2 相条件下的地层沉积特点，B_1 为热带-半潮湿气候，B_2 为热带干旱气候；（c）热带-温带干旱气候条件下的地层沉积特点；（d）气候条件为 D_1 相和 D_2 相的地层沉积特点，D_1 为热带干旱气候，D_2 为热带半潮湿气候

（据 Perimutter 和 Matthews，1990）

三、华北典型箕状断陷盆地层序地层学模式

魏魁生等（1993）对华北典型箕状断陷盆地层序地层学特征进行研究，建立了陆相断陷湖盆层序地层学模式。

他们认为，断陷盆地发育Ⅰ型层序，层序内部所含体系域与海相的相同，也发育低水位、水进及高水位体系域，但各体系域中的沉积体系不尽相同。断陷盆地环境分带性没有海洋明显，没有一个确切的“陆架边缘坡折带”，在区分体系域时，在缓坡带将风暴浪基面作为参照物；在陡坡带，边界断裂与水面的交点即“陆架边角”，相当于断坳期沉积背斜或陡岸边缘沉积楔的坡折附近。

1．低水位体系域（LST）

当湖泊基准面下降速度大于构造沉降速度，基准面下降至风暴浪基面之下，此时形成的各沉积体系即称为低水位体系域（LST）。换言之，在湖盆仅存在滨浅湖环境甚至干枯时形成的沉积即为低水位体系域。低水位体系域包括：

① 低水位期冲积扇体系及洪水事件沉积；

② 低水位期斜坡扇体系；

③ 低水位期缓坡楔状体。

2．水进体系域（TST）

水进体系域（TST）包括：

① 沙滩沙坝体系；

② 碳酸盐浅滩体系；

③ 扇三角州-浊积扇体系；

④ 湖底扇体系；

⑤ 水进期还可形成水进式三角洲；网状河道、滨岸沼泽（常夹煤层）、风成沙丘、海泛成因的蒸发岩夹层等其他沉积。

3．高水位体系域(HST)

在基准面上升速度变缓或静止不动、沉积物注入量不变或增加的情况下，可容纳空间逐渐缩小，便发育 HST 的水退沉积，包括基准面快速下降之前的任何沉积体。

高水位期湖面绝对高程最大，坡降变小，加之多次海泛使水体盐度升高、密度变大，故入流密度近似等于静水体的密度而形成轴向喷流，从而在长轴及缓坡发育三角洲，而在陡坡发育三角洲。此外，还发育滨岸沙体及滨岸平原沉积。

湖盆消亡以后，沉积层序主要由 HST 的河流、冲积、坡积、沼泽等沉积组成，TST 和 LST 赋存于毗邻湖盆或海洋盆地中。

密集段形成于最大水进期，位于 HST 底部及 TST 顶部，与最大海泛面及地震剖面上的下超面相联系，由暗色泥页岩、油页岩、泥灰岩或粒泥灰岩构成，富含微体和超微化石，一些重要的生油密集段往往与海泛有关。

4．综合模式

根据上述体系域特征，将箕状断陷盆地层序地层归结为图 13-8 的综合模式，模式以Ⅰ型层为背景，是理想化的模式，应用于具体地区可能稍有变化。

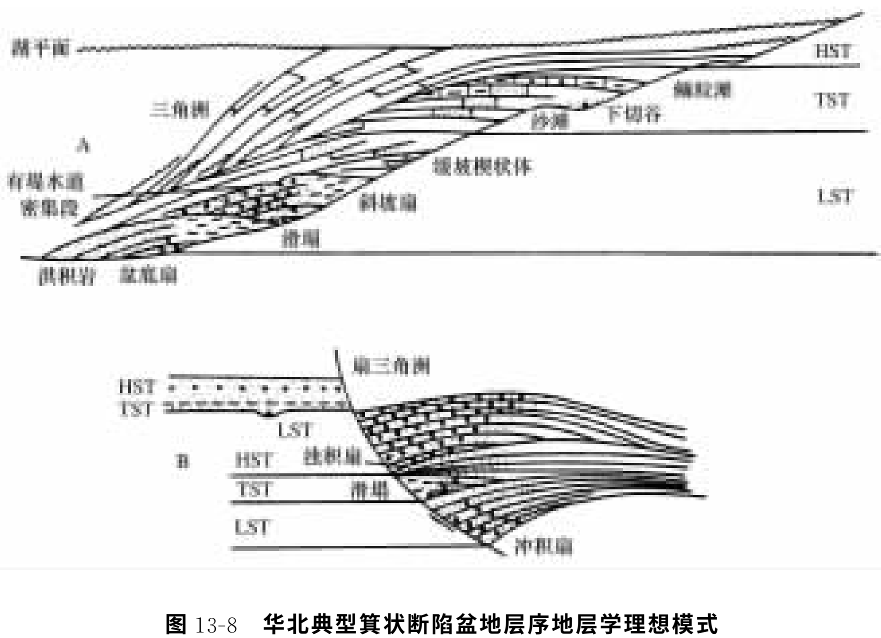


图 13-8　华北典型箕状断陷盆地层序地层学理想模式

（据魏魁生，1993）

A—缓坡模式；B—陡坡（断坳期）模式

5．模式对比

本模式与 Vail 模式之间既有相似之处，又有一定差异，主要表现在：

① Vail 模式是针对海相被动大陆边缘提出的，而本模式以陆相箕状断陷盆地为背景，

分别探索了陆坡和缓坡的层序地层特征；② Vail 模式中含两种类型的层序，即Ⅰ型和Ⅱ型层序，而箕状断陷盆地主要发育Ⅰ型层序，早期层序低水位体系域发育，湖泊消亡后仅发育高水位河流、冲积体系；③ 断陷盆地缓坡带的沉积系列和序列与 Vail 模式相似，陡坡带则截然不同；④ Vail 模式中低水位盆底扇体系由重力流成因的海底扇组成，断陷盆地的盆底扇往往是冲积扇体系和洪水事件沉积，以断陷初期和陡坡带显著；⑤ 湖泊受气候因素影响大，浊流沉积与灾变性洪水和风暴流有关，因而在水进期发育浊积扇、湖底扇体系，这与海相模式显然不同；⑥ 近海内陆盆地周期性遭受海泛侵袭，有意义的密集段形成于海泛最大、时间最长时期，因而含海相化石，这种密集段生油潜力最大。

四、廊崮坳陷断陷盆地层序地层学模式

池英柳等人(1994)通过对廊崮坳陷老第三系的研究建立了陆相断陷盆地层序地层模式，其基本观点如下。

陆相断陷盆地的一套层序，是一个影响全盆地范围的二级构造旋回期间形成的地层单元(表 13-1)。

一套完整的层序自下而上由冲积体系域(AST)、水进体系域(TST)、水退体系域(RST)和河流体系域(FST)组成(图 13-9)。他们认为，由于陆相断陷盆地各凹陷之间水体不一定连通，沉积速度、气候因素、沉降幅度、水系分布等条件存在差异，不同凹陷沉积体系域形成时间不一定相同，不具可对比性，因此，对体系域的区分倾向于主要根据边界类型、在层序中的位置、沉积体系类型、准层序和准层序组的类型及特点。

表 13-1　　陆相断陷盆地层序分级

层序分级	超层序	层　　序	准层序组	准层序
层序边界	超盆地范围的构造不整合面	盆地范围的构造不整合面	局部不整合面、主要湖侵面、古土壤层面	小沉积间断面、次要湖侵面、次要古土壤层面
对应旋回	一级	二级	三级	四级
实例	渤海湾盆地老第三系超层序	渤海湾盆地孔店组、沙四-沙三段、沙二-东营组三套层序	辽河东部凹陷东营组的四套准层序组	湖相一个向上变粗(浅)的序列

1. 冲积体系域(AST)

冲积体系域形成于二级旋回早期阶段，分布于一套层序的底部(图 13-9)，底界面与层序界面一致，其顶界为初次湖侵面。初次湖侵面指沉积物不能填满构造沉降形成的沉积空间时，首次产生湖侵沉积作用的底界。

冲积扇体系普遍发育是冲积体系域的基本特征。陆相断陷盆地演化早期阶段，沉积范围局限，沉积盆地四面环山、源区水系出山口后、水流分散、地势减缓，水流搬运能力急剧下降，沉积物在山前快速堆积形成一系列冲积扇体系(图 13-10)，冲积体系域中的单个冲积扇体一般具规模小、粒度粗的特点，与断陷活动初期古地形和古水系分布特征有关。

2. 水进体系域(TST)

随着陆相断陷盆地沉降范围的逐渐扩大，供给的沉积物体积可能小于新增可容空间，未

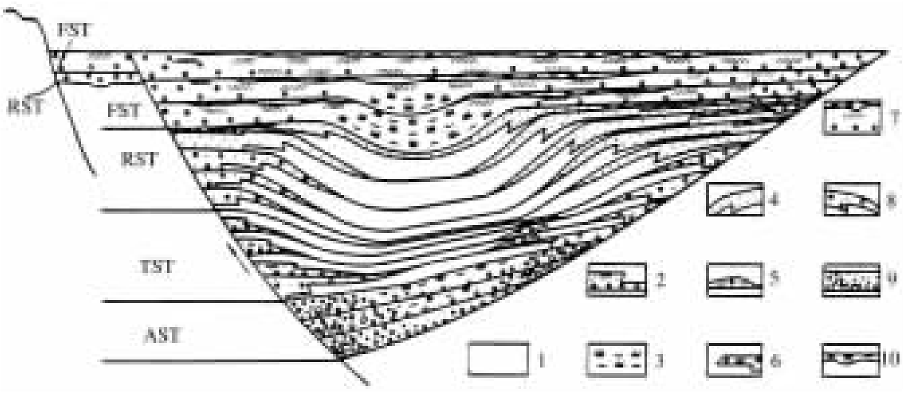


图 13-9　**廊固坳陷老第三系陆相断陷盆地理想层序模式**

（**据池英柳**，1994）

1—**湖相**；2—**近岸浊积扇相**；3—**泛滥盆地相**；4—**三角洲相**；5—**远岸浊积扇相**；6—**泛滥平原亚相**；7—**河流相**；8—**扇三角洲相**；9—**冲积扇相**；10—**古土壤**

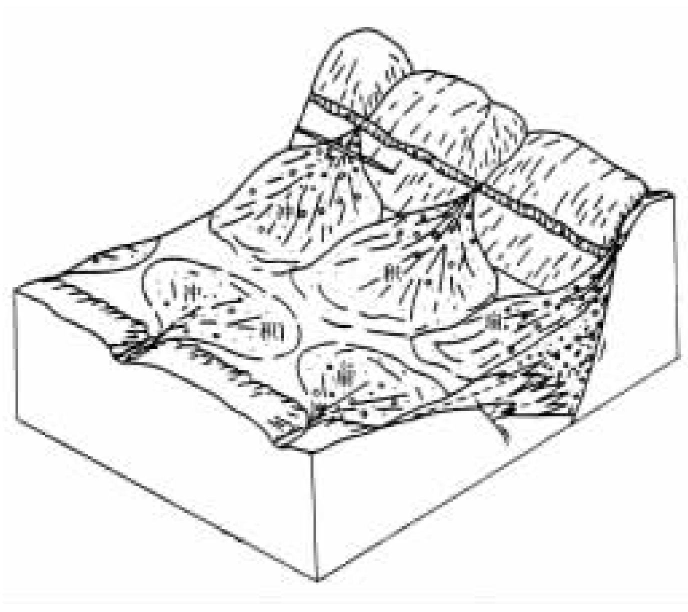


图 13-10　**冲积体系域三维模式**

（**据池英柳**，1994）

被填满的空间，被水占据，产生湖泊，并且随着沉降范围的扩大，湖泊水体增大，形成水进体系域，在湖泊面积扩大到最大范围之后，主要由于构造沉降速度减慢，湖泊分布范围因沉积物充填而缩小，进入水退体系域的发育阶段。因此，水进体系域位于冲积体系域之上和水退体系域之下（**图** 13-9）。

（1）**水进体系域模式**

组成水进体系域的沉积体系类型丰富多彩（**图** 13-11）。**物源区邻近湖盆时，沉积物可直接进入深湖区，形成浊流沉积体系，随着物源距离的增大，完整的沉积体系依次为：扇三角**

洲-浊积扇体系、冲积扇-扇三角洲-浊积扇体系、冲积扇-辫状河-扇三角洲-浊积扇体系、冲积扇-辫状河-曲流河-三角洲-浊积扇体系。当然,由于地形、气候、水深、物源条件的影响,水进体系域不一定包括所有类型的沉积体系,体系内也可能缺少某些沉积相类型。水进体系域包括了深陷期的沉积,以深湖和浊流沉积广泛发育为特征。

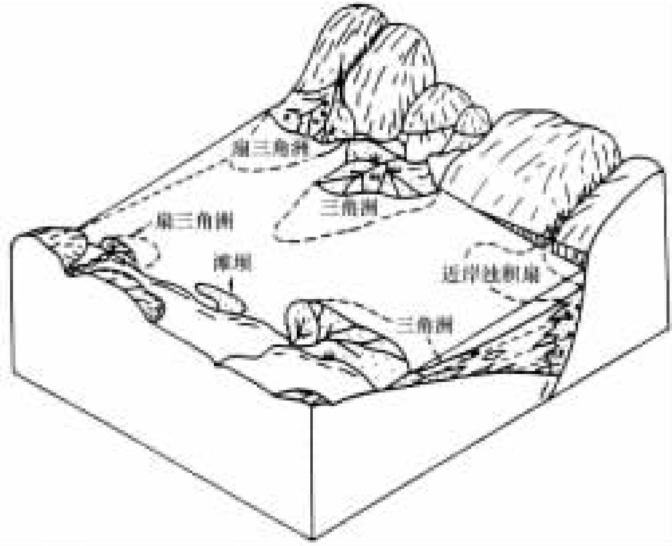


图 13-11　水进体系域三维模式

(据池英柳,1994)

缓坡区和陡坡区发育的沉积体系类型存在差异。缓坡区浅水湖区分布范围较大,形成滩坝沉积的可能性较大;沉积物供给水系流经的地形比较平缓,可形成曲流河,入湖形成三角洲沉积的可能性较大;若湖盆内存在深湖区,缓坡区沉积物可被二次搬运形成远岸浊积扇。陡坡区的物源较近、地形较陡,形成扇三角洲沉积的可能性较大,在深水期,沉积物可直接入湖形成近岸浊积扇。

(2)沉积演化模式

陆相断陷盆地水进系体系域纵向沉积演化具两个共同特点:① 随着沉降范围不断扩大,湖泊分布范围随之扩大,沉积物沿盆地边缘不断向上超覆,近源沉积相逐渐向源后退,发育退积准层序组;② 在欠补偿的背景下,水进体系域早期湖泊水体较浅,晚期水体较深。在沉降幅度较大时,水进体系域下部湖岸附近形成各种粗碎屑岩类沉积,沉降中心发育浅水湖相沉积;上部以深湖和各种重力流沉积发育为特征。在水进体系域晚期向水退体系域过渡阶段,沉积物充填与沉积空间的增长可能处于动态平衡关系,湖泊的面积总体上没有明显变化(尽管沉积范围继续扩大),在这这种条件下,可形成加积准层序组。

3. 水退体系域

陆相断陷盆地湖泊延续的时间差异很大,但都经历产生→扩张→收缩→消亡的过程。池英柳(1994)将湖泊面积从开始收缩直至消亡这一时期的沉积称为水退体系域。虽然湖盆收缩,但盆地的沉积范围还可能继续扩大。因此,水退体系域的形成归因于构造沉降速度的减缓。

水退体系域分布于水进体域之上、河流体系域之一;其底界为最大湖侵面,顶界为湖泊

基本消亡面(图 13-9)。

(1)水退体系域模式

水退体系域可发育水进体系域中各种类型的沉积体系(图 13-12)。与水进体系域相比,水退体系域以三角洲、扇三角洲和滩坝沉积等沙体广泛发育为特征,且分布面积大,俗称“满盆沙”;因沉降作用减缓,沉积物充填,湖泊水体变浅,深湖区分布范围局限,浊流沉积减少。

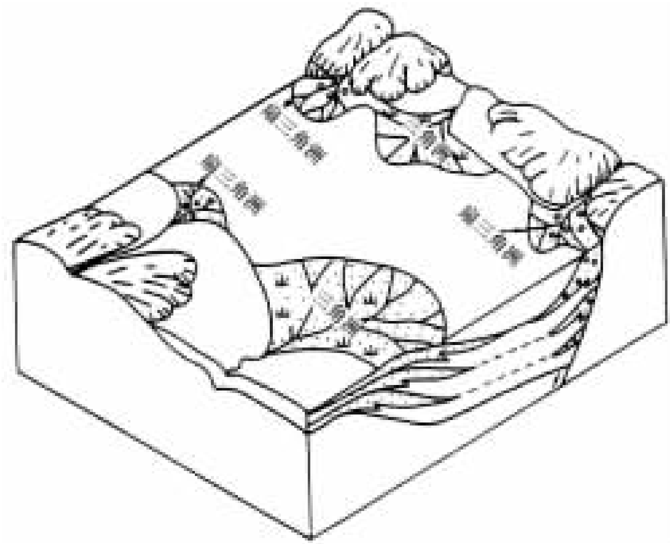


图 13-12 水退体系域三维模式图

(据池英柳,1994)

(2)沉积演化模式

1)发育进积型沉积序列

随着湖盆范围的逐渐收缩,近源沉积相向盆地方向推进,形成进积型沉积序列。沉积物向盆地方向大幅度推进,导致水退体系域发育过程中水体逐渐变浅,近源沉积相向盆地方向推进的速度也逐渐加快(图 13-9)。

2)由深水沉积向浅水沉积演化

水退体系域发育早期湖泊水体仍然较深,湖心区可形成深湖亚相沉积;后期因沉积物充填,水体变浅,深湖沉积不发育。

3)盆地中心沉积厚度大于沉降幅度

水退体系域不仅填满了新增沉积空间,而且填满了水进体系域结束后遗留下的沉积空间,因而沉降中心的沉积厚度大于同期的沉降量。水退体系域后期沉积物向湖盆方向推进更明显,形成的地层厚度在平面上差异更大。

4)沉积体系演化

由于水退体系域沉积物充填和剥蚀作用,使地形变缓,物源区后退,沉积物分布可扩大至凹陷之外的凸起区(图 13-9);早期发育扇三角洲沉积,晚期可演变为三角洲沉积。

4. 河流体系域

河流体系域位于一套层序顶部(图 13-9)。其顶界与层序的顶界一致,底界为湖泊基本

消亡面。河流体系域形成于构造沉降作用减慢，沉积物供给体积大于新增沉积空间的后期（水退体系域也是 $\Delta V_s > \Delta V_a$[①]。

（1）河流体系域模式

湖泊基本消亡后，河流沉积平衡面取代湖平面作为沉积基准面，河流体系普遍发育是河流体系域的基本特点（图 13-13）。虽然河流体系域发育期间仍然可以残留湖沼，但其水深、寿命和沉积作用受河流体系影响，洪泛沉积充填可使其很快消亡，至下一期沉降则可能产生新的湖沼沉积环境，与冲积体系域不同，河流体系域形成于二级构造旋回的末期，地形平缓，水系分布相对稳定，因而湖沼环境的分布位置也较固定，通常位于沉降中心。在沉积学中，湖沼环境作为泛滥平原沉积的一部分，但由于它与河流沉积顶积层的特征差异较大，发育向上变粗的准层序，可看作河流相和湖泊之间的过渡类型。因此，我们将分布相对稳定的湖沼沉积和其间夹含的洪泛沉积统称为专指河流沉积二元结构的顶积层。

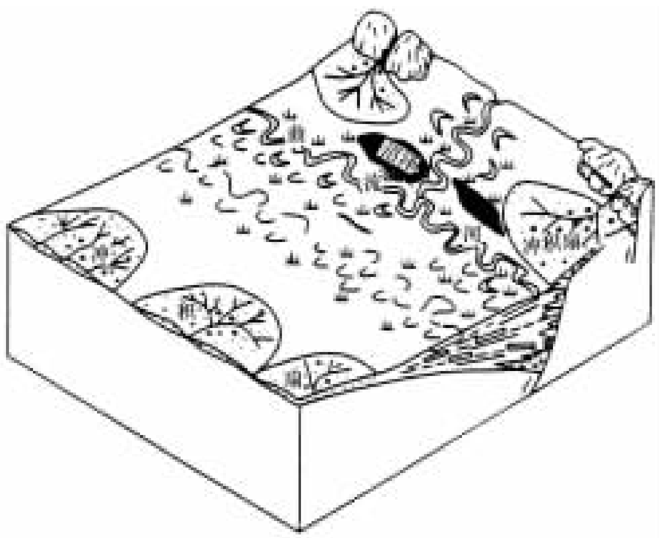


图 13-13　河流体系域三维模式

（据池英柳，1994）

（2）沉积演化模式

在河流体系域早期，沉积物充填作用，使准层序顶部接近平衡面的范围逐渐扩大，形成进积序列。虽然河流体系域形成于沉积物供给体（ΔV_s）大于构造沉降作用产生的新增沉积空间（ΔV_a），但湖泊消亡后，遗留下了湖泊消亡面至河流沉积平衡面之间的剩余空间，在沉积物填满剩余空间和新增空间的过程中，可形成几套准层序，构成进积式准层序组。每一套准层序顶部在近源部分达到或接近平衡面，发育河流相沉积；远源部分，沉积物表面低于平衡面，形成泛滥盆地相。因 $\Delta V_s > \Delta V_a$，故从河流体系域底部向上，准层序顶面达到平衡面的范围逐渐扩大，直到全区长轴平衡面建立。所形成的每套准层序在近源河流相沉积区具下粗上细正粒序，泛滥盆地相分布区具下细上粗反粒序。

河流体系域发育晚期，长轴方向河流沉积平衡面建立，每期幕式构造沉降作用产生的沉

---

① ΔV_s 表示沉积物供给体积；ΔV_a 表示由构造沉降作用产生的新增沉积空间。

积空间，均被沉积物所充填，形成加积准层序组。平衡面的建立意味着河床坡降与河流搬运源区供给全部负载能力之间平衡状态；导致供给与沉积作用的平衡关系打破，源区水道下切作用，使粗碎屑供给增多，准层序下部沉积物粒度粗；晚期沉降速率降低，沉积物在源区滞留量增加，供给的沉积物粒度变细，准层序上部的沉积物粒度较细，因此，晚期河流准层序具下粗上细的特点。

五、渤海湾地区断陷湖盆层序地层学模式

顾家裕(1995)研究了渤海湾地区层序地层学特征后，认为断陷盆地往往因受断层影响，在近断层处形成陡坡，而另一侧形成缓坡，如渤海湾盆地沙河街组沉积，其层序地层模式也分为陡坡型和缓坡型(图 13-14)。

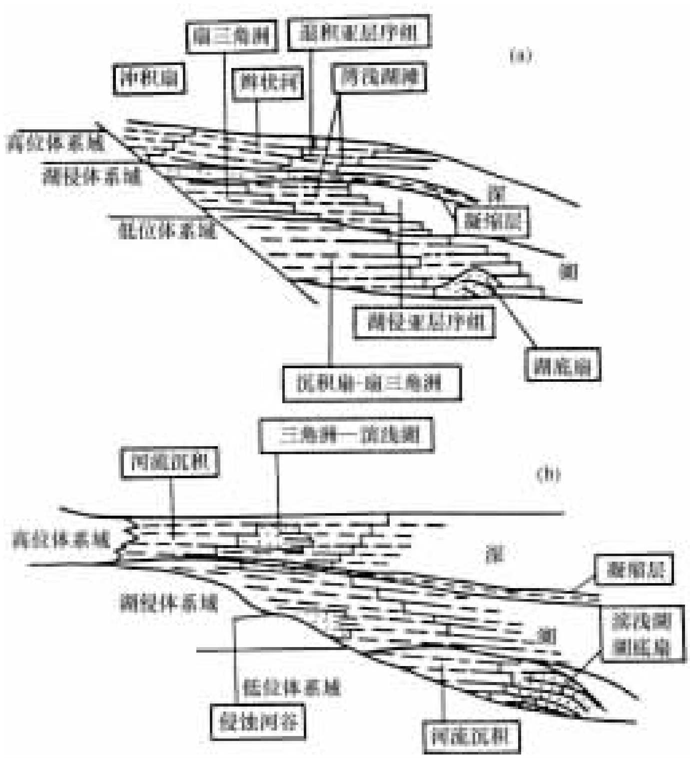


图 13-14　渤海湾地区断陷盆地层序地层模式图

(据顾家裕，1995)

(a)—陡坡型；(b)—缓坡型

1. 陡坡型

沉积位置紧临断层，地形具一定高差，物源又较富足，因此主要是粗粒沉积物堆积，夹粗粒沉积物供应匮乏时泥质细粒沉积物。低位体系域以冲积扇或扇三角洲沉积为主，湖相沉积退缩到远离断层的近中心区；湖侵体系域则以扇三角洲为主，具较窄的滨浅湖沉积和深湖沉积，因受充足的物源供给影响，凝缩层不太明显，只有在远离岸区才清晰。

高位体系域则有冲积扇、辫状河流和滨浅湖、深湖组成。

2. 缓坡型

缓坡型层序地层模式与坳陷型有很大的相似性，但相对坳陷型来说地形坡度略大，流域水系不是放射同心状，而可能是梳状，因而河流分叉又合并且弯度较小。低水位时，暴洪期河流可直入湖盆形成部分洪水湖底扇，陆上部分形成侵蚀河谷，最大湖侵期可沉积较纯泥岩、碳酸盐岩或煤层、煤线。

第二节　断陷湖盆地层层序形成机制

一、断陷湖盆的可容空间

与海洋环境有很大的不同，陆相断陷盆地的沉积基准面和可容空间有两种情况。

1. 基准面和可容空间

陆相湖盆中的基准面，是湖平面和河流平衡剖面。沉积物表面到这个基准面之间的所有空间称为可容空间，在沉积的同时所形成的可利用的空间称为新增可容空间。

2. 盆地基准面和盆地可容空间

陆相湖盆中的另一种基准面叫盆地基准面(Basel level)，是由盆地最低出口位置所决定的水平面或河流平衡剖面。这个面是一个抽象的面。

沉积物表面到盆地基准面之间的可供沉积物充填的空间叫盆地可容空间。它包括老空间(早期未被充填而遗留的空间)和新增盆地可容空间。

新增盆地可容空间(New basin space added)指沉积过程中新形成的空间。

盆地可容空间是构造作用所控制的，与其他因素无关，当沉积物供应量超过了盆地可容空间时，盆地中沉积作用就会停止，形成沉积间断和不整合面，即形成层序边界。这种层序边界往往超过整个盆地，因此这种层序又叫构造层序，完全是由构造旋回所决定的，其级别较高，往往属于一级或二级层序。其内部沉积物可以完全是河流沙漠相，也可以是河、湖交替相。

(1) 敞流湖盆的盆地基准面和盆地可容空间

敞流湖盆的盆地基准面与沉积基准面是同一个面。盆地可容空间等于可容空间。因此敞流湖盆层序边界的形成也是完全受构造因素所控制。湖水存在只是影响了层序内部的沉积相类型、分布模式和地层内部格式。

(2) 闭流湖盆的盆地基准面和盆地可容空间

对于闭流湖盆，盆地基准面和沉积基准面不是同一个面，盆地基准面高于沉积基准面，盆地可容空间大于可容空间(图 13-15)。可容空间受相对湖平面的控制。而湖平面的变化主要由气候和沉积物的充填所决定，与盆地基底的整体构造升降无关。湖平面的相对降低，导致剥蚀作用的产生，在盆地边缘区形成层序边界，这种层序边界分布面积小，为次级层序边界。形成这种层序的时间短、频率高，且完全受气候控制，可称为气候层序。国外在 Tangankyka 盆地的地震剖面上观察到了这种层序，这种层序很薄，但与海相层序的几何形状相似。

盆地可容空间的大小决定着气候层序数量的多少。一个构造层序至少由一个次一级气候层序组成。闭流湖盆中，盆地基准面的相对升降与沉积基准面的相对升降无关，两者的相对升降可以是同向的，也可以是反向的。

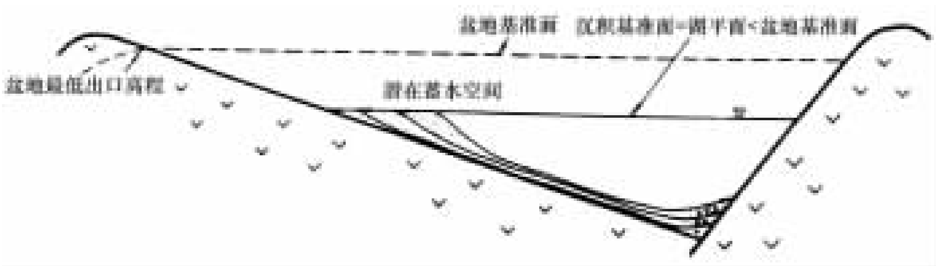


图 13-15　闭流湖盆中盆地基准面和沉积基准面的关系

二、构造运动对层序发育的控制

构造运动控制着可容空间和层序界面的形成，而湖平面的变化控制着地层的分布格局。

不同的断陷盆地或同一断陷盆地不同的发育时期，其盆地基底构造沉降方式不同，这主要取决于盆地边界大断层的活动方式。因此，在陆相断陷盆地中研究构造对层序发育的控制主要是研究盆地边界大断层的活动方式对层序发育的控制。

对济阳坳陷的实际资料分析表明，张性断裂活动的表现形式主要有：①一次性强烈断裂；②同生（同沉积）断裂；③多期性断裂。

一次性强烈断裂活动持续时间短，活动强度大（图 13-16a），在短期内使盆地形成巨大的可容空间供沉积物充填，之后很长一段时间内停止活动；同生断裂活动发育时间较长，活动强度初期较强，随后逐渐衰减（图 13-16b），在沉积物沉积的同时，断层持续活动，使断陷盆地的可容空间不断得到补偿；多期性断裂活动，发育时间较长，每次断裂强度较弱（图 13-16c）。不同类型的断裂活动，由于活动方式上的差异，造成盆地的可容空间的产生、沉积物的充填及相对湖平面变化的不同，从而反映在电性特征、地层叠置特征及地震反射特征上。

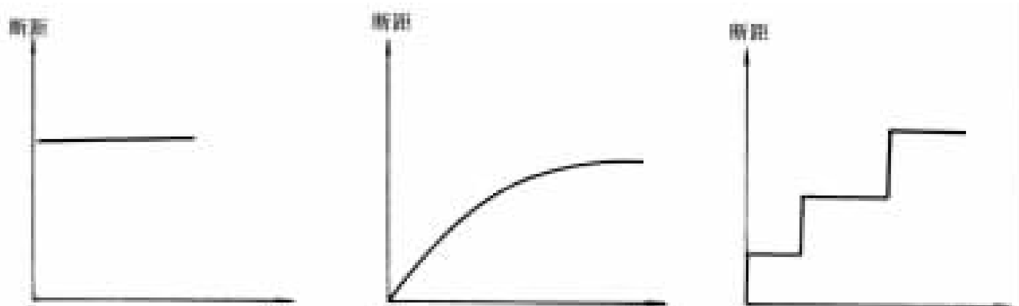


图 13-16　断层的断裂方式示意图

a—一次性断层；b—同生断层；c—多期性断层

1. 一次性断裂活动对层序发育的控制作用

一次性断裂活动对层序的控制主要体现在可容空间的产生上，它在短期内形成深湖，产生巨大的可容空间，为层序的发育提供了空间基础，层序的演化就是在断层停止活动的很长一段时期内对这个巨大可容空间的充填，因此可容空间的形态决定了层序的三维展布方式。

图 13-17 中，a 为某一断陷敞流湖盆基底的构造沉降曲线，该曲线表示盆地在瞬间由断

层的突然断裂形成，形成后在相当长一段时间不再活动。潮湿气候条件下，周围河流的注入使湖水很快充满湖盆后，湖平面不再变化。b 表示其湖平面变化曲线和沉积物供应曲线，沉积物供应曲线的斜率不同，表示其供应速率不同。沉积物供应速率的差异只会影响湖盆被充填满的时间，不影响沉积物的分布模式和相的分布。在湖水充填到盆地基准面之前，湖平面不断提高，水深增加。湖水面积不断扩大，湖相沉积范围也不断扩大，形成湖泊扩张体系域。在实际情况下，湖水充满湖盆的速率要比沉积物充填满湖盆的速率快得多，即在相对很短的时间内，沉积物很薄，湖泊扩张体系域很薄或根本不发育，很难识别。湖平面升到盆地基准面后，不再继续升高，湖泊范围达到最大，此时湖水最深，形成最大湖泛面之后，沉积物的进积，使湖水范围逐渐缩小，水深逐渐减小，直到填满整个盆地为止。这个时期，形成湖泊收缩体系域，沉积物充填到盆地基准面（湖平面）后不再接受沉积，形成沉积间断面（不整合面），即层序边界。层序界面的形成，标志着一个层序结束了。一次性断裂活动控制发育的层序很简单，只有一个体系域，叫简单断坳层序，它是指从一次性断裂活动开始至下一次断裂活动开始这段时间内沉积的一套地层。

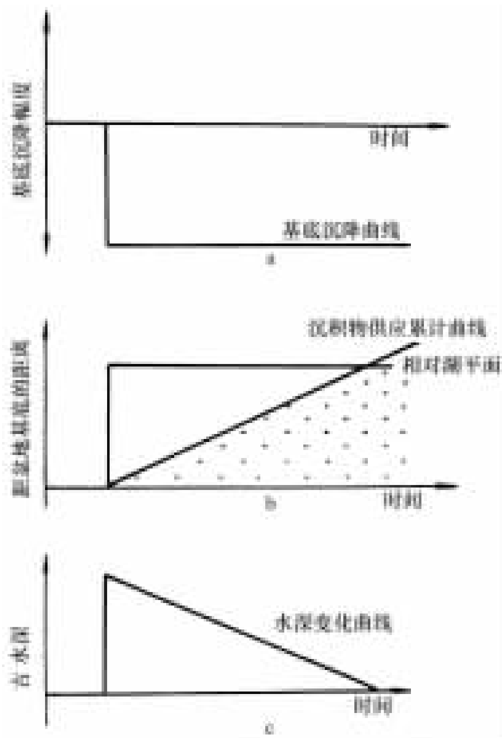


图 13-17　一次断裂活动引起的盆地沉降曲线和敞流湖盆的湖平面变化曲线图

简单断坳层序的岩性、电性及沉积体系特点，后面第六节再做详细介绍，这里主要讨论简单断坳层序的地层结构特征（图 13-18）。

① 缓坡端层序下边界不见地层上超现象，上边界顶超明显，常到削蚀。

② 陡坡端层序下边界有地层上超、下超现象，上边界见顶超或削蚀现象。

③ 在湖盆中心部位，下部地层强烈下凹，向上逐渐变平缓。

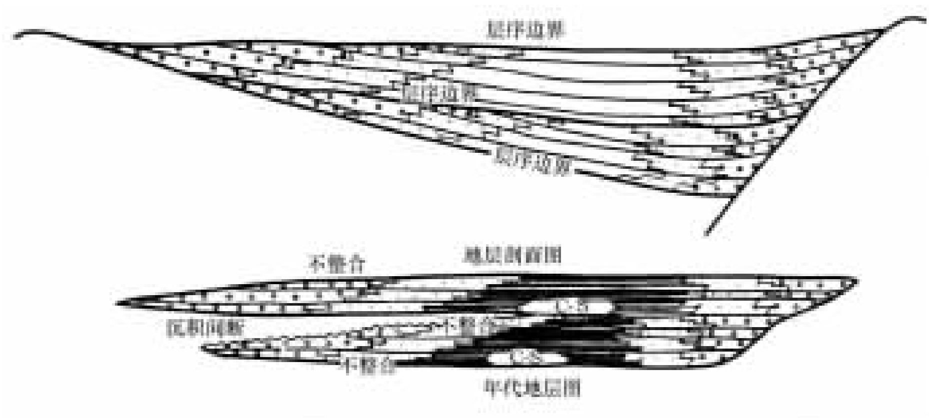


图 13-18　简单断坳层序地层格架特征

2. 同生断裂活动对层序的控制作用

与一次性断裂活动相比,同生断裂活动对层序发育的控制具有同时性,在沉积物充填湖盆占去可容空间的同时,盆地边界的断裂活动不断使盆地产生新的可容空间。

层序的演化特征与基底沉降速率和沉积速率的比例有关。由于其比值的不同,发育了同生层序不同的体系域类型和准层序叠加方式。同生断层的活动方式决定着盆地基底的沉降方式和速度。

(1) 盆地基底均匀沉降

图 13-19a 为某一断陷敞流湖盆的基底构造沉降曲线,即表示盆地基底的沉降是均匀的,而后又停止活动。这种情况在地质历史中也是存在的,盆地基底的构造沉降总不会无休止地持续下去,总会有停止的时候。潮湿气候条件下,淡水持续不断地注入能把湖水充满到盆地基准面,由于盆地基准面是不断相对上升的,故湖平面也是不断上升的;当构造沉降停止时,湖平面终止上升,而保持恒定。图 13-19b 为湖平面变化曲线和沉积物供应曲线,沉积物供应曲线形态的不同,表示沉积物供应速度是不同的。

1) 若沉积物供应速率是恒定的,且大于或等于盆地基底构造沉降速度(盆地可容空间增加速度)图(13-19b)中的②),则盆地完全被冲积相沉积物充填满,湖水深度等于 0,控制沉积物沉积的基准面为盆地基准面。由于盆地基准面的不断上升,形成了加积式的冲积河流相准层序组。当盆地基底构造活动停止时,则盆地停止接受沉积,形成全盆地分布的沉积间断界面或不整合面,即层序界面。这种层序也称为构造层序,但是与后一种情况不同,由于无湖水存在,层序内部的沉积相类型和地层结构也就不同。

2) 当沉积物供应速度恒定,且小于盆地基底构造沉降速度(图 13-19b)中的①),则湖水水深变化曲线如图 13-19c。表示湖盆在基底沉降期间扩张,在构造沉降停止后收缩。扩张期形成湖泊扩张体系域,收缩期形成湖泊收缩体系域。沉积物到盆地基准面后,停止沉积,形成层序界面。

3) 沉积物供应速度曲线为图 13-20b 中的②所示,水深变化曲线为图 13-20c 中的①。早期沉积物供应速度大于或等于盆地基底沉降速速度,则盆地不会形成湖泊,盆地早期只沉积充填加积式的陆相河流或冲积扇沉积物。由于无湖泊存在,这套沉积物的沉积不受湖平面控制,而受盆地基准面控制。中期沉积物供应速度小于盆地基底构造沉降速度(可容空间增中速度),湖水加深,湖面扩张,形成湖泊扩张体系域。b 点处湖水最深,水体分布最广,形成最大湖泛面。后期,构造沉降停止,沉积物的充填使湖面缩小,湖水变浅,形成湖泊收缩体系域。

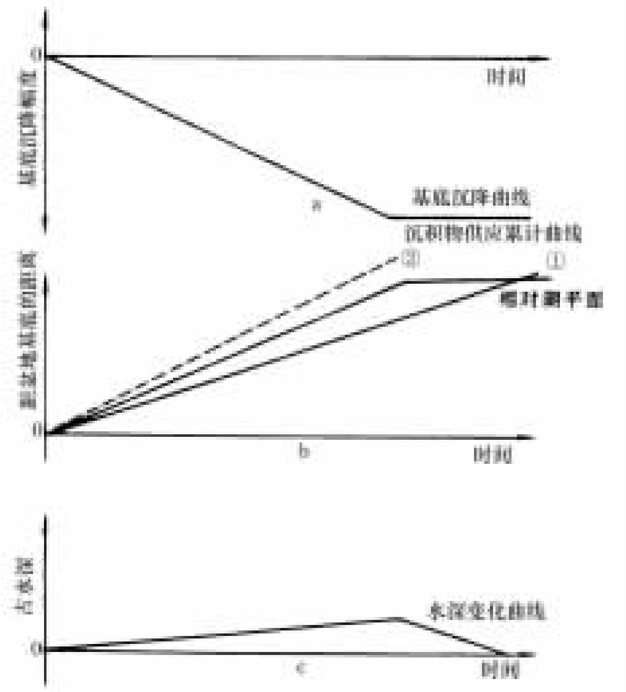


图 13-19　**盆地基地均匀沉降、沉积物供应速率不变时，湖平面及水深变化曲线**

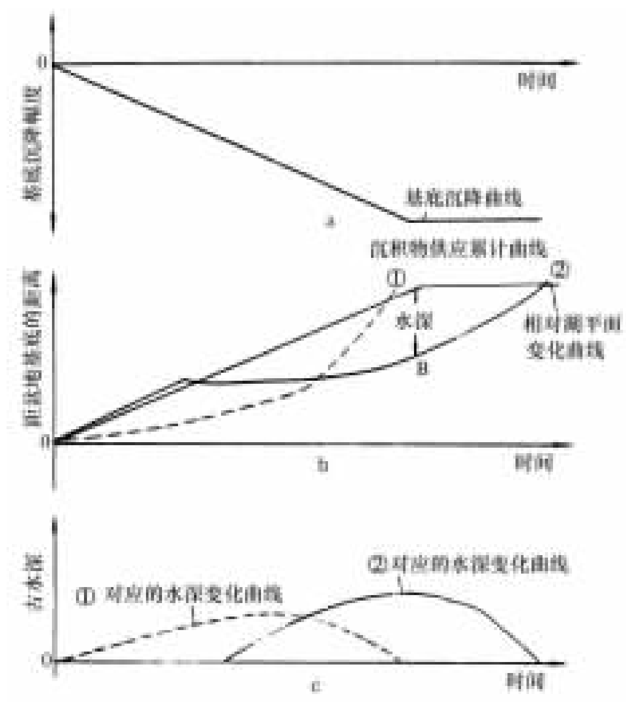


图 13-20　**盆地基底均匀沉降、沉积物供应速率变化时湖平面及水深变化曲线**

图中 b **图的**①、②**分别为沉积物供应累计曲线和相对湖平面变化曲线；**c **图中为分别与其对应的水深变化曲线**

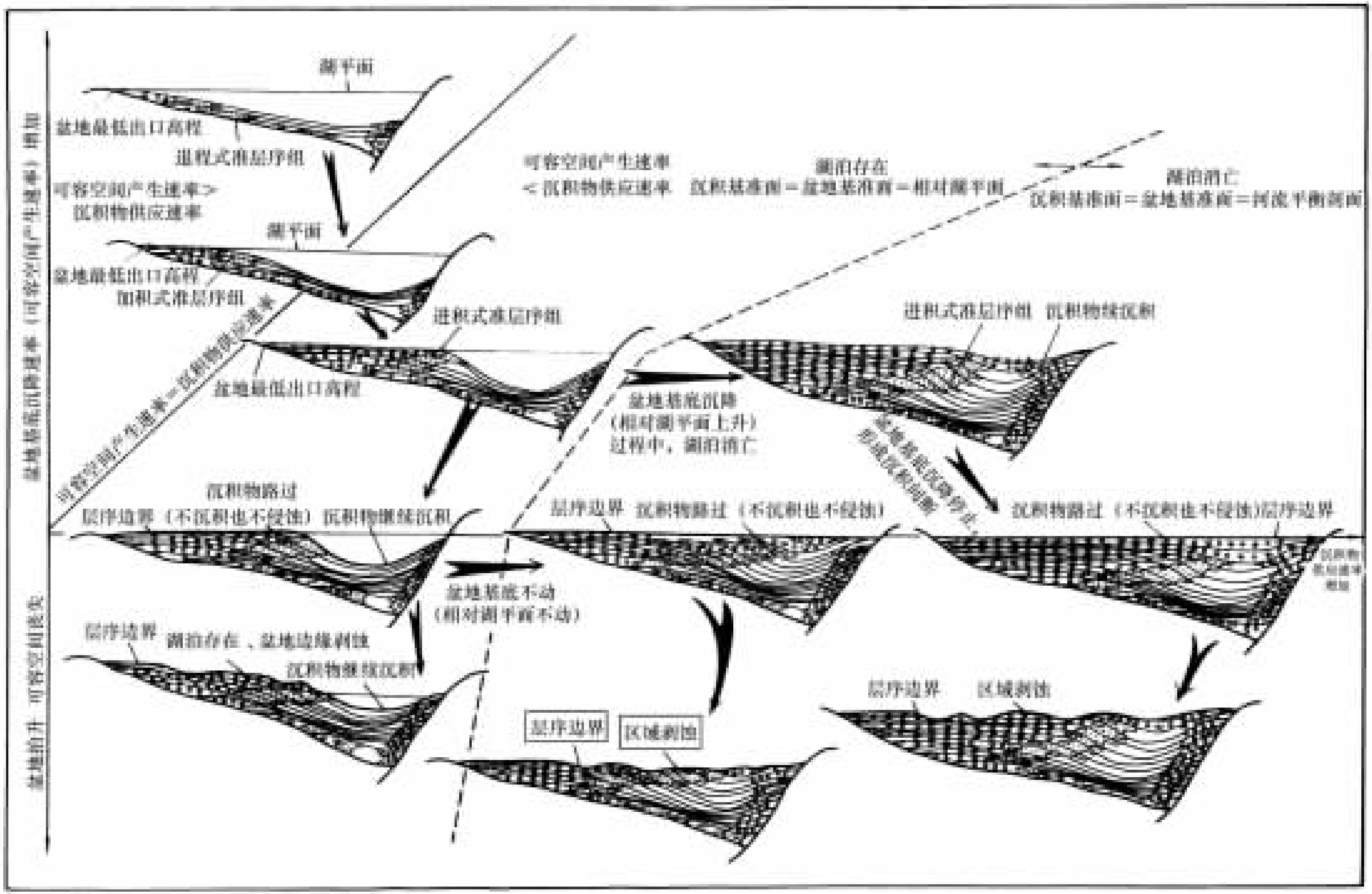


图 13-21 敞流湖盆中沉降速率和沉积速率的比值变化所形成的地层格架及沉积相类型

4）沉积物供应速率曲线如图 13-20b 中的①所示，湖盆早期扩张，形成湖泊扩张体系域，后期收缩，形成湖泊收缩体系域，晚期沉积物填满了湖盆，又形成非湖泊体系域，构造活动停止后，盆地不再接受沉积，形成层序边界。

图 13-21 概括了敞流湖盆中沉降速率和沉积速率的比值变化对层序内部结构的影响。

（2）盆地基底的沉降曲线呈对数型

前面讨论了突然形成的湖盆和均匀形成的湖盆。这两种都是较为理想的情况，大多数湖盆的形成既不是瞬间的，也不是线性的，其构造沉降曲线常如图 13-22a 所示，因为我们讨论的是敞流湖盆，湖平面变化曲线如图 13-22b 所示。

从图 13-22 中可以看出，当沉积物供应速率不变时，水深曲线为图 13-22c 中的①所示，湖盆先扩张，后收缩，先形成湖泊扩张体系域，后形成湖泊收缩体系域，最后发育非湖泊体系域。

当沉积物供应曲线为图 13-22b 时，则早期形成低水位体系域，中期发育湖泊扩张体系域，后期形成湖泊收缩体系域，最后发育非湖泊体系域。

受同生边界断裂活动控制发育的层序称为同生断坳层序，它是陆相断陷湖盆中最常见的一种层序类型。

① 陡坡、缓坡端层序下边界都有地层上超现象，上边界缓坡见有顶超或削蚀现象，陡坡偶见顶超，削蚀少见。

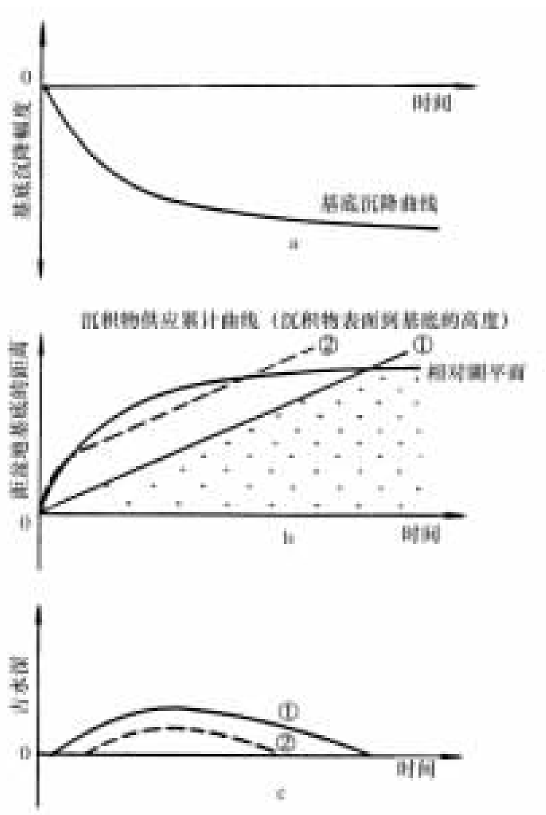


图 13-22　盆地基底不均匀沉降时湖平面及水深变化曲线

同生断坳层序地层展布特征如下（图 13-23）。

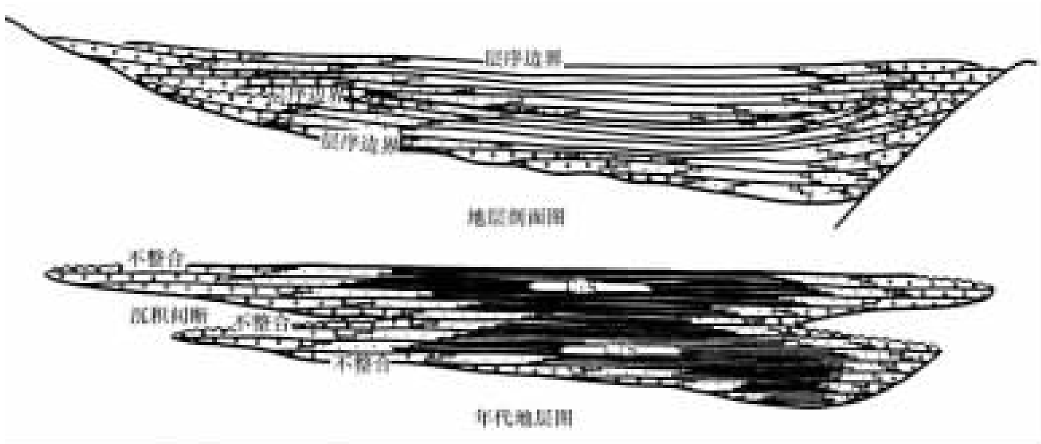


图 13-23　同生断坳层序的地层格架特征

② 层序内部特征是：下部地层较平坦、上超缓慢；中部上超加快，在沉积中心附近地层开始下凹，向下凹的程度先加剧后又变缓。

3. 多期性断裂活动对层序发育的控制作用

图 13-24a 为某一断陷敞流湖盆地的构造沉降曲线，表示盆地基底的沉降是多期性的，最后停止活动。这种情况在济阳坳陷老第三系沙河街组沙三中亚段沉积期是存在的。由于潮湿气候条件下大气淡水的持续注入，能及时地把湖平面升高到盆地最低出口高程，所以湖平面也是不断上升的，当构造沉降停止时，湖平面也终止上升，而保持恒定。图 13-24b 中的①为相对湖平面变化曲线，它与盆地基底的沉降曲线呈镜像关系。图 13-24b 中的②表示出了沉积物供应曲线。假设供应速率均匀，则水深变化曲线如图 13-24c 所示。随着沉积物的不断填积形成三个进积式准层序组。

多期性断裂活动开始活动时，断层活动剧烈，在很短时间内形成较大的可容空间，随后停止活动，沉积物不断进积充填，形成进积式准层序组，湖盆水体变浅，水域变小，不等湖盆消亡和沉积物顶部遭受侵蚀，第二次断裂开始活动，重复前一次的演化。接着又发生第三次的次一级断裂活动，直到断层停止活动湖盆沉积物停止沉积或遭受侵蚀，形成多期断坳层序上边界，多期断裂活动才结束了它对本层序发育的控制。

受多期性断裂活动控制发育的层序叫多期断坳层序，它是在多期性断裂活动控制后，湖盆中沉积的一套地层，它由多个进积式准层序组组成。

多期断坳层序的地层格架特征如下（图 13-25）。

① 陡坡带见地层上超、下超现象，缓坡带发育顶超现象。

② 层序内部有这样的地层界面：界面之上有下超现象。这些地层界面对应的是两个进积式准层序组的分界面。既是湖泛面也是湖相密集段。多期断坳层序，由多个进积式准层序组组成，具有多个湖相密集段。

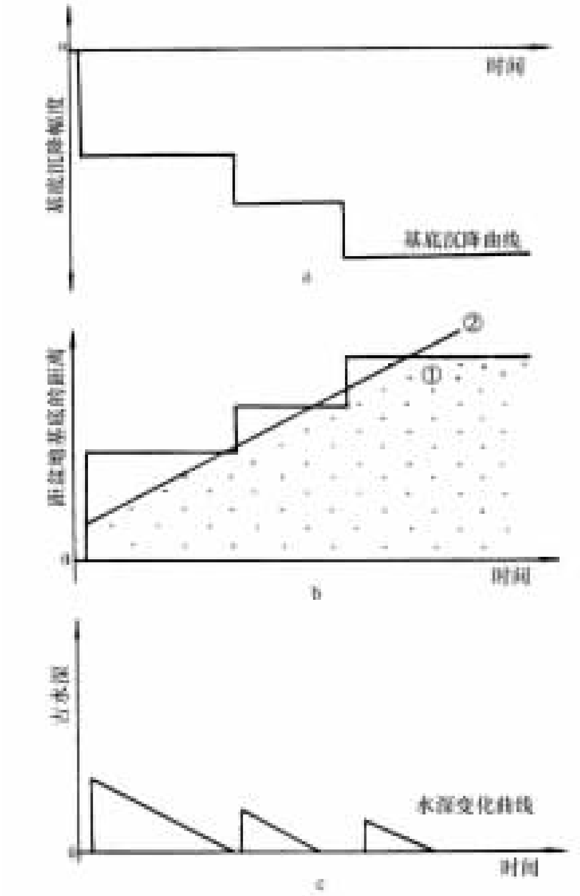
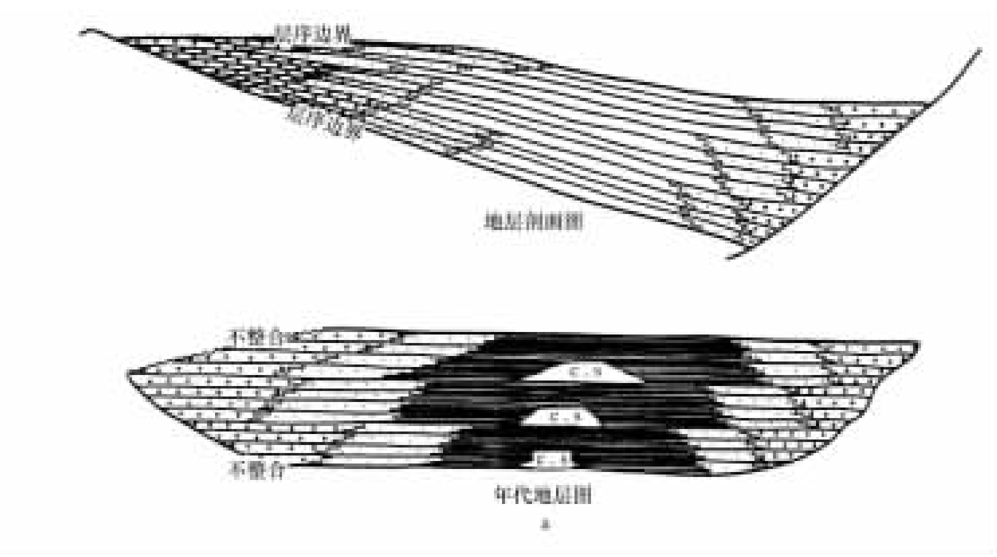


图 13-24　**多期性断裂盆地基底的构造沉降曲线及湖平面变化曲线**



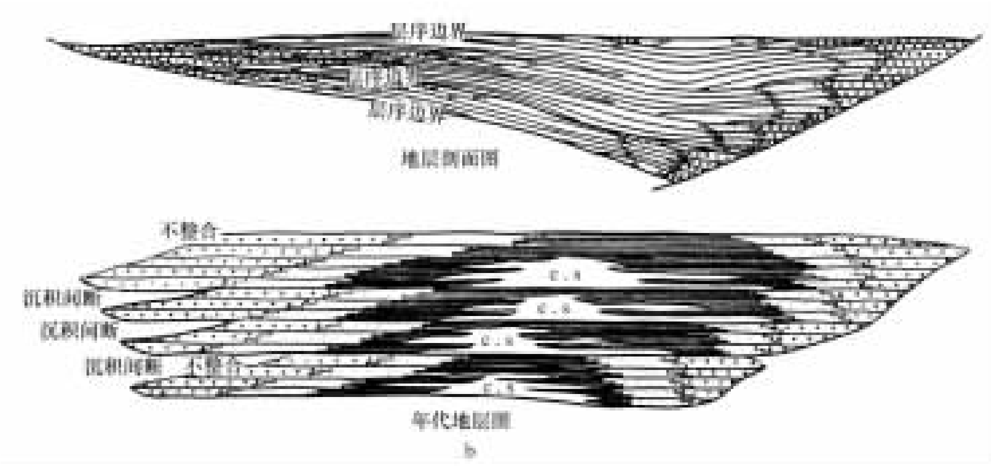


图 13-25　多期断坳层序的地层格架

a—准层序组间无沉积间断面；b—准层序组间有沉积间断面

三、气候变化对层序发育的控制

1. 气候的类型

地质历史时期中，气候时冷时热，时湿时干，不但反映在古生物发育的类型组合上，也反映在岩相及沉积物岩性上。

（1）根据温度划分

按照地表年温度平均值的大小，不考虑湿度值，可以将气候类型分成炎热型、温暖型和寒冷型（表 13-2）。这些古温度信息是根据岩石中所包含的自生矿物、古生物，、孢子花粉类型推断得到的，是一种相对值。

表 13-2　按温度划分气候类型

年温度平均值/℃	＞20	10～20	＜10
气候类型	炎热型	温暖型	寒冷型

（2）根据湿度划分

按照某地质时期年干燥度的平均值，可以将气候分成潮湿型、湿润型和干旱型三种类型（表 13-3）。年干燥度是指年最大可能蒸发量与年降水量之比。地质历史时期的年干燥度很难恢复，只能依据对空气湿度反映灵敏的孢子、花粉的类型及其数量的变化推断它的相对值，进而判断气候类型。

表 13-3　按湿度划分气候类型

年干燥度系数	＜1.0	1.0～1.6	＞1.6
气候类型	潮湿型	湿润型	干旱型

（3）综合分类

古温度、古湿度都是气候基本要素值，通常分析气候特征时，往往把二者结合在一块考虑，这样就可以划分成 9 种气候类型（表 13-4），其中寒冷-潮湿型、寒冷-湿润型极不常见。

表 13-4　　　　　　　　　　　　　　　　　气候综合分类

湿度类型 \ 温度类型	炎热型	温暖型	寒冷型
潮湿型	炎热-潮湿型	温暖-潮湿型	寒冷-潮湿型
湿润型	炎热-湿润型	温暖-湿润型	寒冷-湿润型
干旱型	炎热-干旱型	温暖-干旱型	寒冷-干旱型

2. 气候对层序的控制

前面提到，气候的变化只对闭流湖盆的湖平面产生影响，而闭流湖盆的湖平面又不受盆地基底整体构造沉降因素的影响。因此，我们只讨论气候因素对闭流湖盆层序发育的控制作用。

在闭流湖盆中，由于湖平面低于盆地基准面，相对湖平面的变化不受盆地基底整体构造沉降的影响。因此我们不讨论构造沉降的方式，只讨论气候变化的影响。气候的变化是旋回性的，干旱的气候，大气降水少，注入湖盆的水量小于蒸发量，湖平面将不断降低，甚至消亡。在潮湿气候条件下大气的降雨量大，注入湖盆的水量大于蒸发量，湖平面将不断上升。另外河流的入湖将带来大量的沉积物，沉积物的充填进一步提高了相对湖平面。

湖平面的上升和下降控制了地层的分布模式和相的分布。在气候由干旱向潮湿转化时期，湖平面快速上升，湖面扩大，水深增加，沉积了湖泊扩张体系域。在潮湿期湖平面达到最高，湖面积最大，形成最大湖泛面，同时沉积了高水位体系域。由于在高水位期，河流注入量最大，同时沉积物输入量也大，因此高水位体系域沉积物厚度大。之后，气候由潮湿向干旱转化，湖平面相对降低，沉积物供应量减少，湖水面以上的早期沉积物遭受剥蚀，形成层序边界，沉积范围缩小。干旱气候期，水位最低，沉积低水位体系域，由盐湖和低水位三角洲体系组成，低水位体系域厚度小，在地震剖面上不好识别，只能在岩心及测井资料上识别。

注意，最大湖泛面与海相层序的最大海泛面不同。闭流湖盆最大湖泛面位于高水位体系域中间，而海相层序中，最大海泛面是海侵体系域与高水位体系域的分界。

由于气候变化控制发育的层序叫气候层序，它是一个三级气候周期内湖盆中沉积的地层的组合。济阳坳陷老第三系地层沉积时，由于其他地质时期皆为敞流湖盆，只有沙二段发育气候层序。

气候对层序的控制是通过它对降雨量、蒸发水量的影响，进一步引起湖平面的变化所完成的。下面以一个气候三级周期变化为例，讨论气候对层序发育的控制过程（图 13-26）。

（1）低水位体系域

三级气候周期早期（A→B 段），气候干旱，蒸发量和渗流量很大，而降雨量较小，湖泊水位很低，沉积物以季节性河流带来的粗粒物质和盐湖沉积为主，厚度不大。

（2）湖泊扩张体系域

在气候周期变化曲线上，湖泊扩张体系域对应 B→D 段。气候的逐渐潮湿，使得沉积物供应和水量供应都在不断增加，湖平面提高，沉积呈退积式向盆地边缘上超，准层序组类型为退积式准层序组和加积式准层序组。

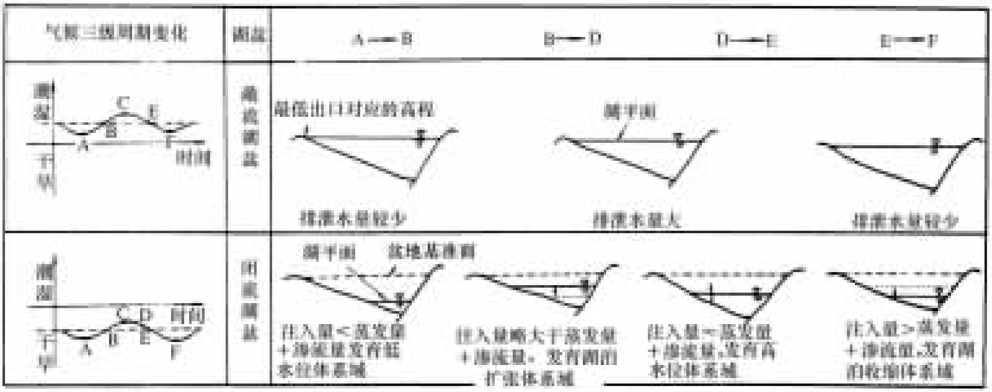


图 13-26　完整的三级气候周期对湖盆沉积的影响

干旱的气候背景,决定了即使湖泊扩张体系域发育时,注入量也只是略微大于蒸发量和渗流量之和,因此湖泊的扩张速度、扩张范围都不大。

（3）高水位体系域

高水位体系域对应于气候周期变化曲线上的 D→E 段。此时,气候已由潮湿向干旱开始过渡,湖水注入量与蒸发量和渗流量基本相等,湖水范围不再扩大,湖水面基本保持不变,以加积式准层序组为主。

（4）湖泊收缩体系域

湖泊收缩体系域的发展过程又分为三种情况。

第一种情况是由于气候干旱,蒸发量大,湖水面平面上收缩,垂向上实际下降。基准面的下降导致盆地边缘沉积物发生剥蚀,形成不整合面,仅在盆地中心发生沉积。湖水面的进一步下降,使湖泊残存于低洼处形成低水位体系域的蒸发岩和红层沉积。

第二种情况是气候较干旱,蒸发量较大,湖水面积缩小,但湖水面的降低量被沉积物的充填补偿,即相对湖平面保持不变,仅在盆地周围形成沉积间断,直至湖泊消亡,该层序结束。若此时沉积界面仍低于盆地基准面,河流沉积作用仍将在全盆地发生,但沉积基准面变成河流平衡剖面;或在湖泊消亡前,气候又转为潮湿,湖平面又扩大并上升,形成另一层序的湖泊扩张体系域。

第三种情况是,由于沉积物的补充作用,虽然湖水面积在不断缩小,但湖水面仍在不断地提高,在这种情况下直至湖泊消亡,甚至在湖泊消亡后只发生河流沉积,也不产生沉积间断面或不整合面(即层序界面)。

四、构造和气候对层序发育的共同影响

以上讨论的这两种情况都是两种极端的情况,实际盆地远比这复杂得多。即在盆地发育的不同时期,敞流湖盆和闭流湖盆可以相互转化;某一时期,形成敞流湖盆,构造因素决定着层序边界的形成;另一时期,形成闭流湖盆,气候因素又在起作用。

为了便于讨论这几种因素的共同影响,我们做如下假设,盆地的构造沉降曲线如图 13-27a所示。气候变化引起的湖平面变化曲线如图 13-27b 所示。该图表示 A,C,E 段为敞流湖盆阶段,B、D 段为闭流湖盆阶段。图 13-27c 表示盆地的实际湖平面变化曲线,根据

该曲线特征，判断出在盆地演化过程中发育有三个层序。第 1 层序发育早期受构造沉降控制，形成湖泊扩张体系域。第 2 层发育早期受气候控制，形成低水位体系域及湖泊扩张体系域；中期受构造沉降控制，形成高水位体系域（加积式准层序组），后期又受气候控制，形成湖泊收缩体系域。第 3 层序发育早期受气候控制形成低水位体系域和湖泊扩张体系域，后期受构造沉降控制，形成湖泊收缩体系域，最后发育非湖泊体系域。

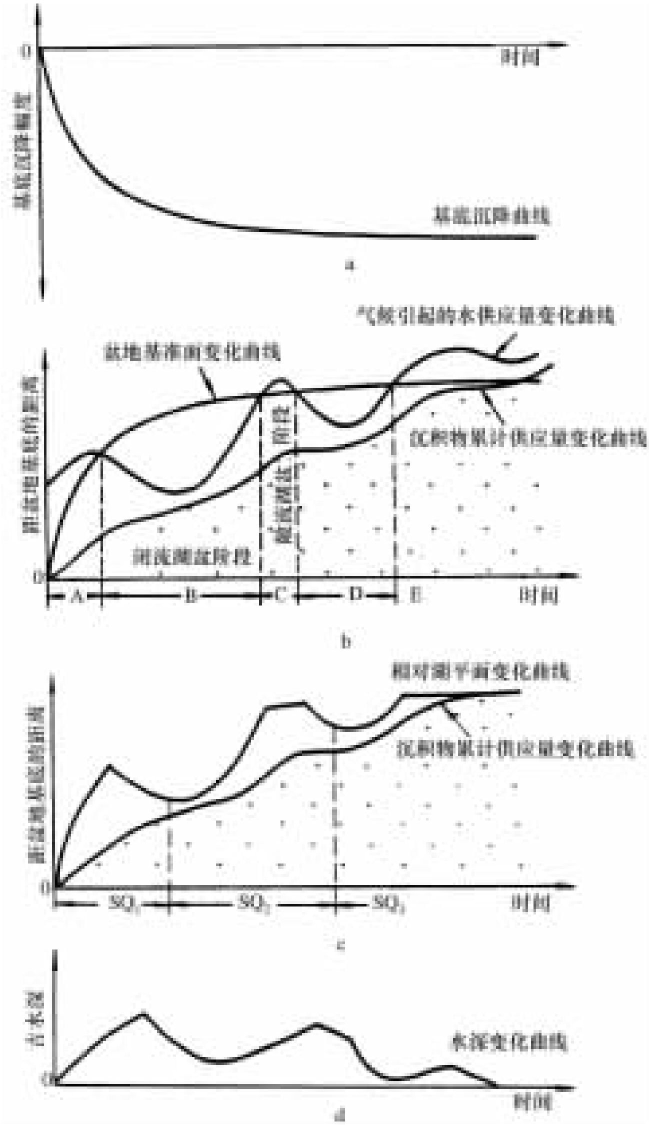


图 13-27　**气候和构造作用对湖平面的控制**

五、湖平面变化与层序发育的关系

前已述及，湖盆中，可容空间的产生是由盆地基底的构造沉降所决定的。不论盆地中是否有湖水存在，只要盆地没有被填满到最低出口高程，沉积作用是不会停止的。湖水的存在与否只影响地层层序的内部结构。对于无水盆地，控制沉积作用的基准面是河流平衡剖面，

沉积物可以大量地搬运到盆地沉积中心,自下而上形成一套加积式河流相沉积。

当盆地中有湖水存在时,地层层序的结构就大不相同了。由于河流入湖后,受到湖水的阻碍作用,其流速迅速降低,携带物质的能力减小,大量的沉积物在湖盆边缘沉积形成沉积层,湖水面是沉积平衡面,湖水深度越大,地层的前积越明显。

第三节　断陷湖盆层序边界的形成机制

层序边界是一个不整合面(或沉积间断面)以及与之可对比的整合面。由于侵蚀或无沉积作用,层序边界局部常缺失地层,造成同一边界的各部分形成的时间不同。因此,层序边界不是严格的等时面。但是,层序边界能将下伏较古老地层与上覆较新的地层分隔开。从这个意义上讲,可以将层序边界看作是准等时面,依其划分的层序是一种年代(时间)地层单元。

陆相断陷湖盆中层序边界的形成是由于沉积物表面高出沉积基准面(湖平面)或盆地基准面,沉积物发生剥蚀或非沉积作用,其产生机理主要有以下 4 种。

一、断陷敞流湖盆边界断层停止活动

1. 盆地边界断层活动导致盆地可容空间不断产生

断陷盆地边界断层的活动导致沉积空间在不断增加,其活动的较慢决定了可容空间增加的速率。在盆地边缘,当断层活动特别微弱时,沉积物顶面会很快接近沉积基准面。但只要盆地基底继续沉降就会不断产生新增可容空间,就会继续接受沉积物的沉积,只是多余的沉积物都搬运到中心部位沉积。盆地填满后,会沿最低出口搬运到盆地外面。

也就是说,只要边界断层不停止活动,沉积物的沉积就不会停止,就不会产生沉积间断面(图 13-21)。

2. 断陷敞流盆地边界断层停止活动才产生层序边界

边界大断层停止活动后,可容空间停止增加,随着物源的不断供应,从湖盆边缘开始,大部分地区沉积物逐渐填满到沉积基准面,后来的沉积物就路过沉积物平衡区,到盆地中心沉积,在沉积平衡区不发生沉积,也不侵蚀,产生沉积间断面(图 13-21)。

边界断层停止活动的时间越长,沉积间断面分布的范围就越广,直到沉积中心被全部填满后,整个盆地就停止沉积,产生覆盖全盆地的大型沉积间断面,通常情况下大型沉积间断面常过渡成区域性不整合面。

二、断块的翘倾活动

边界断层的活动通常使湖盆整体下沉。某些情况下,由于受地壳均衡作用的影响,产生断层翘运动(图 13-28)。图 13-28a、c 与图 13-28b、d 对比了没有翘倾和有翘倾的断层活动的形成过程及对盆地沉积作用的影响。在前一种情况下,断层的活动拓宽了湖盆的沉积面积,不产生层序边界;后一种情况下,陡坡带基底下沉的同时,湖盆缓坡边缘地带抬升,高出沉积基准面并遭受侵蚀,形成不整合面。

如东营凹陷在沙三段中亚段沉积末期,边界断层发生翘倾运动,形成第四层序与第五层序的分界面(图 13-29)。

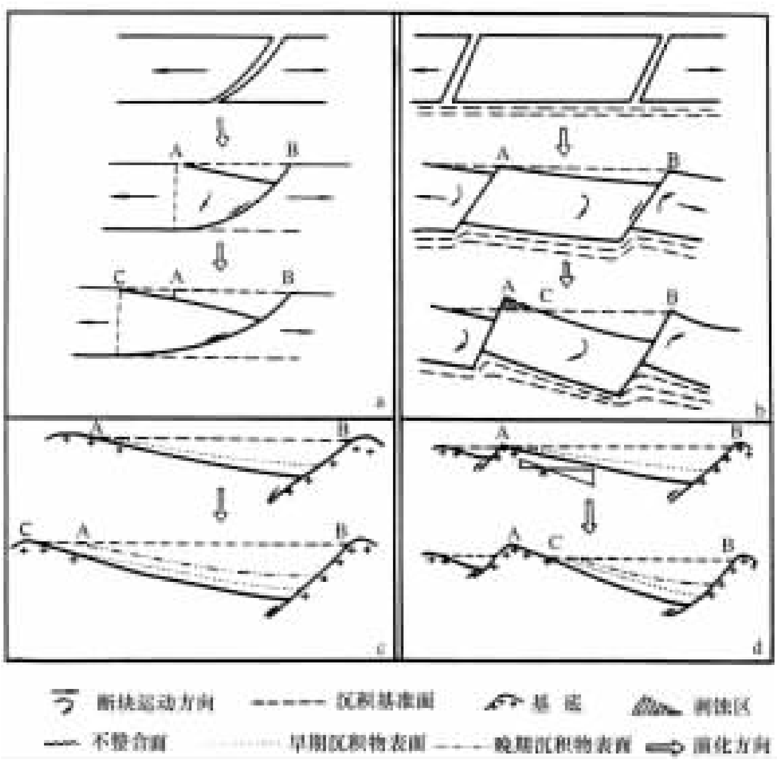


图 13-28　断块翘倾活产生层序边界模式

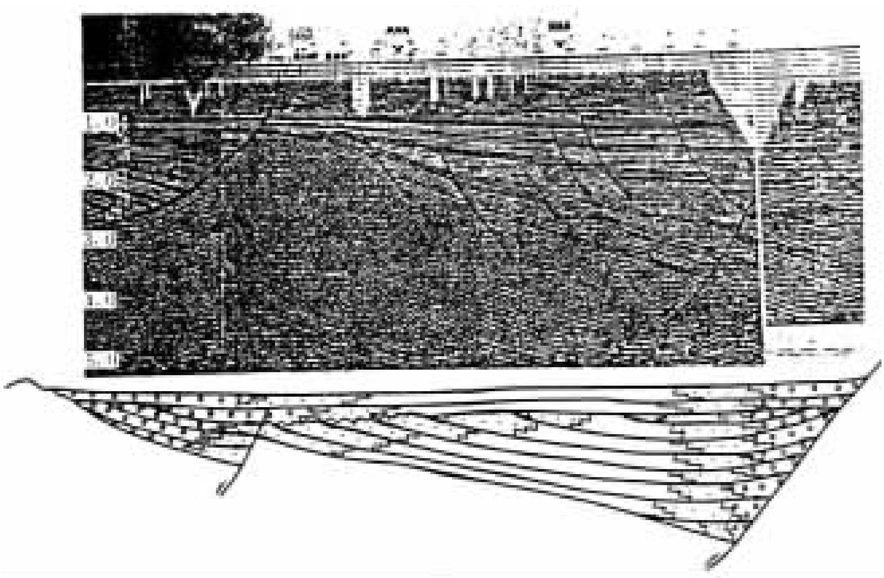


图 13-29　东营凹陷 NS602.4 测线解释

三、湖盆整体抬升

断陷湖盆在发育过程中常受到板块构造运动的影响而发生区域性整体抬升，顶部遭受剥

蚀，形成分布范围很广的层序边界。这些外来作用力主要包括板块碰撞所产生的水平挤压等。

由湖盆整体抬升作用产生的不整合面，横向上延伸距离长，纵向上持续剥蚀时间久，因此在地震上、测井、岩性剖面上都有明显的反映，常形成二级层序（巨层序）或一级层序（超层序）的边界。

济阳坳陷老第三系沉积末期，受东营运动的影响，济阳坳陷发生整体抬升，形成区域大范围内的不整合（图 13-30）。

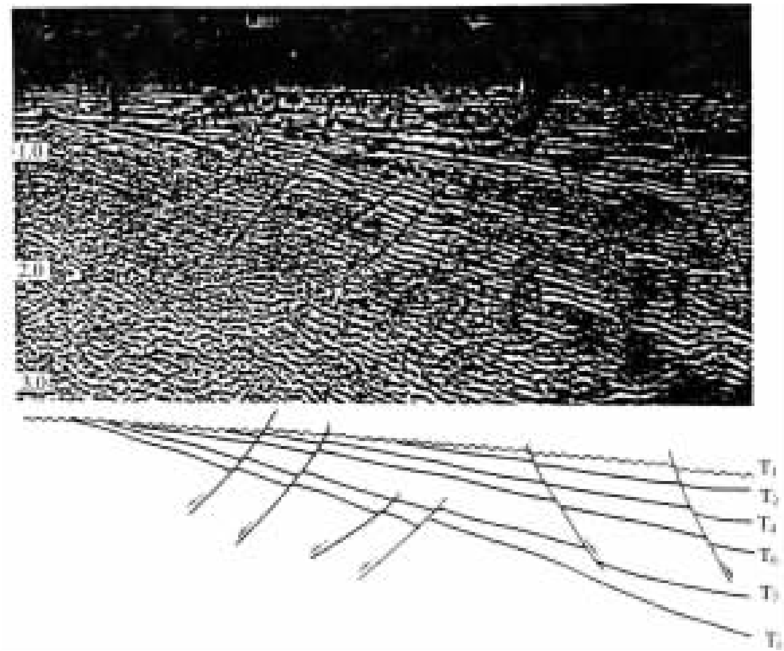


图 13-30　东营凹陷 NS628.7 测线解释

四、湖平面下降

湖平面的下降仅发生于闭流湖盆中，当湖平面受干燥气候或其他因素的影响而下降时，其沉积物高出湖水面而遭受侵蚀，形成层序边界。

也就是说，湖平面下降产生的层序边界主要发育在闭流湖盆中的气候层序。在东营凹陷南缓坡带可以识别到这种层序边界。例如 104.6 测线地震剖面上（图 13-31）的特征表明，对应 T_2 反射的层序边界就是由于湖平面下降形成的。

第四节　断陷湖盆层序类型及其体系域的组成

层序分类所选标准不同，划分出来的类型也就不一样。我们采用按层序形成机制进行的成因分类方法，划分出构造层序和气候层序两大类，在此基础上又进行了细分。成因分类的方法既考虑了层序本身的结构特征，便于层序识别辨认，又反映了控制层序发育的主导因素，因此是一种相对较合理的划分方法。

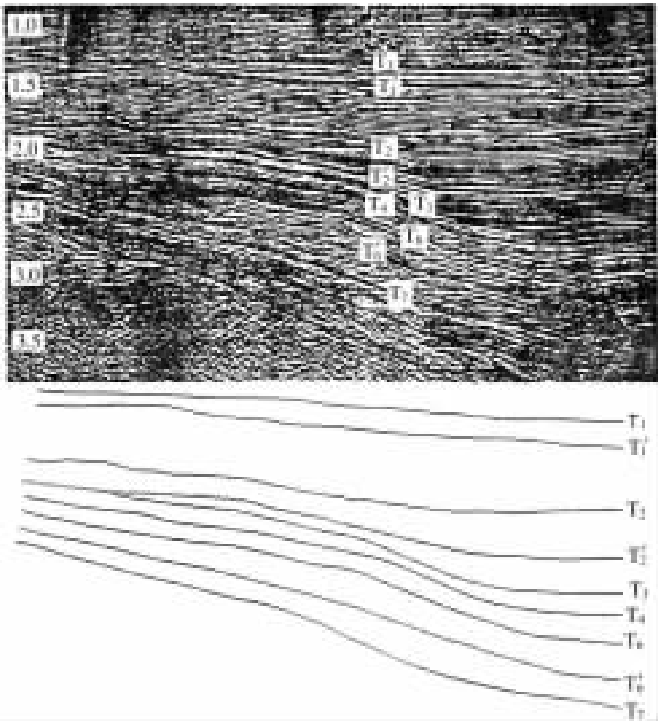


图 13-31　**东营凹陷** 104.6 **测线解释**

一、构造层序及其体系域的组成

构造层序是指在一期构造活动的开始到结束过程中所控制沉积的一大套有成因联系的地层，顶底为构造抬升形成的侵蚀面或盆地基底停止沉降产生的沉积间断面。陆相断坳湖盆中构造层序主要指的就是由边界断层控制发育的层序。按断裂活动方式的不同，分为同生断坳层序、简单断坳层序和多期断坳层序。

1. 同生断坳层序及其体系域组成

同生断坳层序是受同生断裂活动控制发育的一套地层。完整的同生断坳层序具备低水位体系域、湖泊扩张体系域、湖泊收缩体系域（图 13-32）**和非湖泊体系域。低水位体系域和非湖泊体系域可以不出现。岩性上表现为底部粗，以粗砂岩、含砾砂岩为主；向上过渡为大套泥岩、泥灰岩，夹薄层细砂岩、油页岩；顶部又出现粗砂岩等粗粒沉积。**SP **曲线下部为钟形，上部为漏斗形，中部近于平直，具微波峰（图** 13-33a）。

（1）**低水位体系域**

① **在层序中的位置**

低水位体系域形成于层序发育早期，位于层序的底部，底界与层序底界一致，顶界为初始湖泛面。初始湖泛面是指沉积物供应速率小于可容空间产生速率时，首次发生湖泊扩张作用的底界。

② **沉积体系**

低水位期湖水范围较小，湖盆和周围物源区的高差大，洪水期洪水携带大量物质迅速入湖，在盆地边缘形成冲积扇沉积体系。此外，前期沉积不久未固结的沉积物，在边界断层活动的诱导下，也可以沿斜滑塌，形成水下扇。

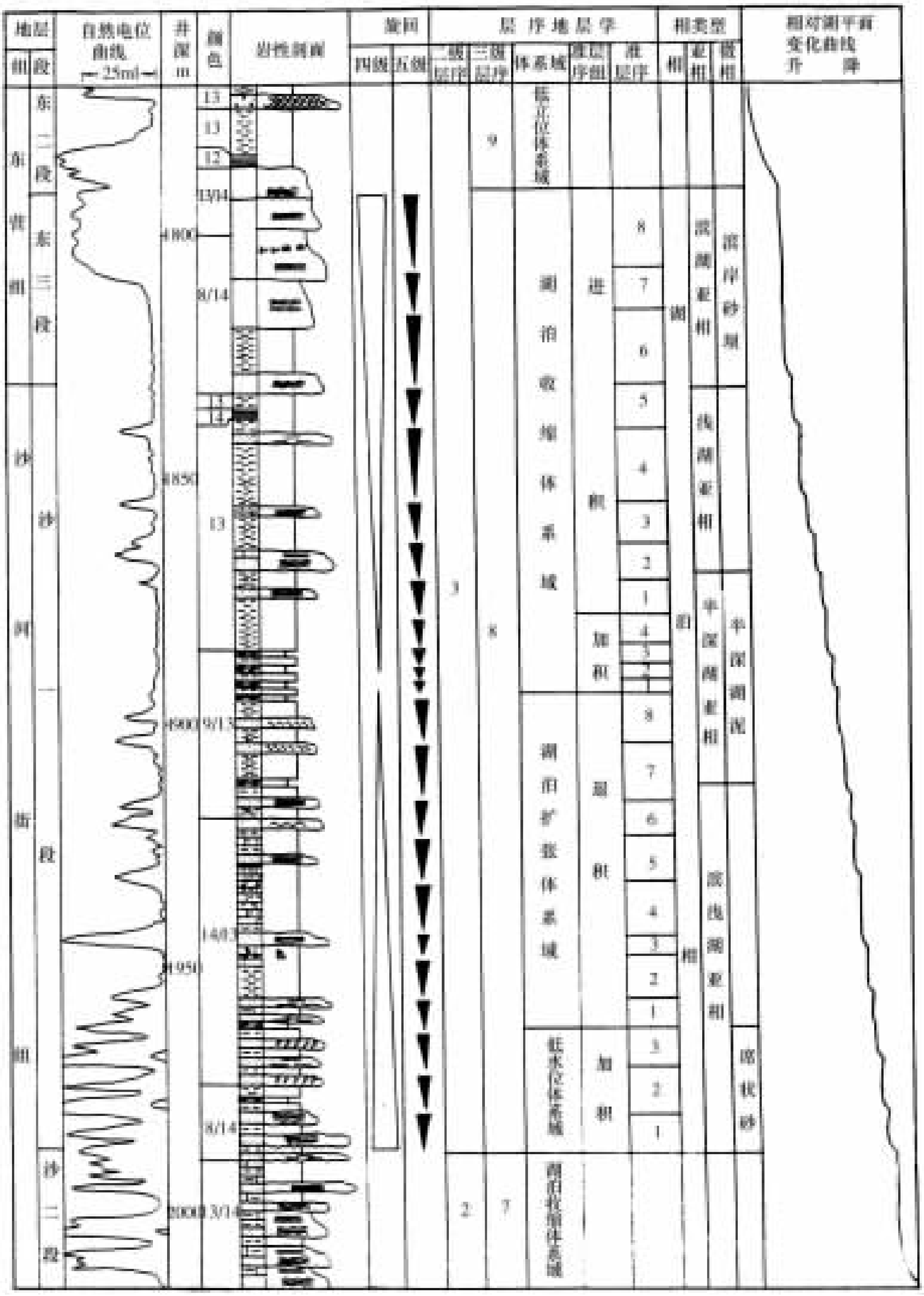


图 13-32　**通** 28 **井第八层序（同生断坳层序）单井层序地层学分析图**

（**图例同图** 13-35）

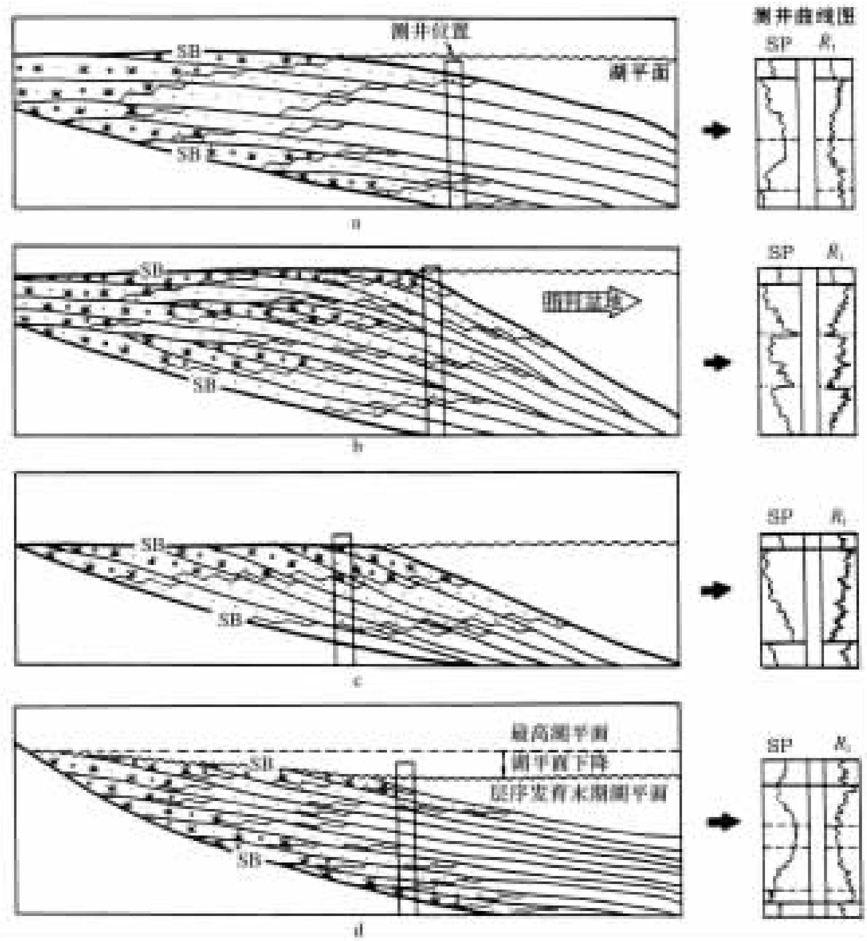


图 13-33　不同类型层序的准层序特征及电性特性

a—同生断坳层序；b—多期断坳层序；c—简单断坳层序；d—气候层序

在远离主力物源区的盆地斜坡带，物质供应缺乏，地形平坦，以滨浅湖滩坝沉积体系为主。

③ 准层序、准层序组特征

低水位体系域中包含有多种沉积体系和沉积相类型，河流环境和滨浅湖环境中的准层序后面专门讨论，这里着重阐述冲积扇环境中的准层序特征。这些环境中，缺乏明显地反映水体向上变浅的标志，扇叶体中以向上变薄变细的层组为特征（图 13-34）。其实这些层组便是冲积扇生长作用对构造运动由强到弱导致的物源区供给由多到少的反映。因此，每一个向上变薄变细的层组就是一个准层序。

准层序组以加积式为主，反映水深变化不大。

（2）湖泊扩张体系域

① 在层序中的位置

随着边界断层的继续活动，断陷盆地的沉降范围在逐渐扩大，新增可容空间大于供给的沉积物体积，湖泊面积增大，水体加深，形成湖泊扩张体系域。湖泊扩张体系域以湖岸上超

为特征。在湖泊扩大到最大范围之后，由于构造沉降速率减慢，可容空间的增加速率与沉积速率接近，湖面开始收缩。因此湖泊扩张体系域位于低水位体系域之上、湖泊收缩体系域之下，其顶界为最大湖泛面，底界为初始湖泛面。

② 沉积体系

湖泊扩张体系域，以半深湖-深湖和浊流沉积广泛发育为特征，暗色泥岩、油页岩中夹有浊积岩是该体系域的一大特点，其中暗色泥岩厚度大、有机质丰度高、类型好，是断陷湖盆中主要的生油层系。

湖盆扩张期，湖水较深，水域面积较广，缓坡区、陡坡区沉积体系类型存在差异。部分缓坡地区，缺乏陆源物质供应，水体清、静，适宜于富钙生物生活，可形成碳酸岩台地沉积体系，其中包含有生物灰岩、鲕状灰岩、针孔状白云岩等沉积；在沉积物供给水系流经的缓坡地带，常形成河流-三角洲（扇三角洲）沉积体系。陡坡区地形陡，物源区近，水体深，碎屑物质直接入湖形成湖底扇沉积。

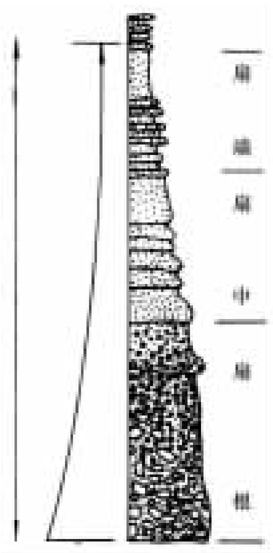


图 13-34　冲积扇沉积纵向特征
（据 Frazier，1992；有改动）

③ 准层序组特征

湖泊扩张体系域发育时，沉降范围在不断扩大，湖泊范围也在随之扩大，沉积物沿盆地边缘不断向上超覆，近源沉积相向源后退，发育退积式准层序组。

（3）湖泊收缩体系域

① 在层序中的位置

湖泊收缩体系域位于湖泊扩张体系域之上，顶界为层序的顶界或非湖泊体系域，底界是依靠井中准层序组的叠加形式来确定的。在许多层序中，湖泊收缩体系域明显地被上覆层序边界所削蚀，往往不能完整地保存。

② 沉积体系及准层序组特征

我国东部陆相断陷湖盆具快速沉积、快速充填的特点。在湖泊收缩期，沉积速率高于沉降速率，具快速水退的特点，早期尚可局限地发育半深湖的浊流沉积，晚期则以河流、三角洲、扇三角洲的广泛发育为特征，沉积体系主要为冲积扇河流三角洲（扇三角洲）沉积体系和河流三角洲沉积体系。

该体系域以反映湖盆收缩的进积式准层序组为主。

（4）非湖泊体系域

非湖泊体系域形成于构造沉降减缓，沉积物供给速率长时间大于新增可容空间增加速率的后期。随着湖泊收缩体系域的发展，湖泊消亡之后，仍有可容空间产生，沉积作用没有停止，形成的这套沉积物叫非湖泊体系域。其顶界为覆盖整个湖盆的一级层序边界，底界为湖泊基本消亡面。

河流沉积体系和沼泽的普遍发育是非湖泊体系域的基本特点，其中零星发育的残留湖泊，分布位置不固定，经常迁移，而且水体浅、面积小、寿命短。非湖泊体系域由河流沉积组

成的加积式准层序组构成。

另外，对比不同单井的同生断坳层序，发现低水位体系域沉积很局限，湖泊扩张体系域地层不断扩大，末期湖泊发生收缩，在盆地边缘形成顶超。若层序顶部发育非湖泊体系域，则层序顶界不出现顶超现象，多为平行不整合。

2. 简单断坳层序及其体系域组成

由于一次性断层活动的特殊性，决定了一次性断层所控制的层序不发育低水位体系域和湖泊扩张体系域，只发育巨厚的湖泊收缩体系域（图 13-35）。从下向上，岩石粒度变粗，下部以泥灰岩、暗色泥岩为主，夹薄层细砂岩、粉灰岩，具反映安静环境的水平层理；中部砂泥岩互层，发育波状层理；上部粗砂、中砂岩夹薄层泥岩。SP 曲线呈漏斗形（图 13-33b）。

从简单断坳层序剖面对比图可知，在层序发育初期，湖泊分布面积很广，水体深，沉积范围大，之后逐渐收缩，形成层序边界。

简单断坳层序与进积式堆层序组相比有如下区别：① 一个简单断坳层序可由一个进程式准层序组组成。

② 层序与层序之间有沉积间断面，而准层序组之间的界线应是最大湖泛面及其对应的界面，而不是“不整合面及其对应的界面”。

③ 准层序与准层序组边界的形成是“沉积速率＞可容空间增长速率”转化为“沉积速率＜可容空间增加速率”形成的。而层序边界是当新增可容空间的增加停止或新增可容空间减少时形成的。

3. 多期断坳层序

多期断坳层序由多个更次一级的简单断坳层序（四级层序）或进积式准层序组组成，每个次一级层序间呈整合接触或只存在小范围短期的沉积间断（图 13-36）。多期断坳层序仅由湖泊收缩体系域组成，湖泊收缩体系域可以由多个进程式准层序组组成。岩性上一般表现为多个由细变粗旋回的叠加，每个岩性旋回下部为大套深灰色泥岩，夹薄层砂岩，其中发育变形构造；向上过渡为砂泥岩互层和粗砂岩夹薄层泥岩。SP 曲线是多个小漏斗形组合（图 13-33c）。

对比不同单井的多期断坳层序发现，其沉积范围先从小变大，后又从大变小。

二、气候层序及其体系域的组成

1. 气候层序及其体系域组成

气候层序仅发育于闭流湖盆中。气候层序的发育取决于气候变化引起的湖平面变化，湖平面的由低→高→低的一次长周期变动，就形成一套气候层序。气候层序的体系域类型包含有低水位体系域、湖泊扩张体系域、高水位体系域和湖泊收缩体系域（图 13-37）。

气候层序常常是在干旱气候条件下形成的，沉积物供应不充足。每种体系域要比对应的同生断坳层序的体系域薄得多，只能通过井的资料来识别。层序底部、顶部皆为粗砂岩、含砾砂岩，具反映强水动力条件的大型槽状交错层理、板状交错层理；中部细粒组分增多，以灰色泥岩、碳质泥岩夹薄层粉砂岩、细砂岩为主。SP 曲线齿化严重，下部呈钟形，上部漏斗形（图 13-33d）。

从气候层序剖面对比图可知，气候层序发育局限，其中每个体系域厚度都很薄。

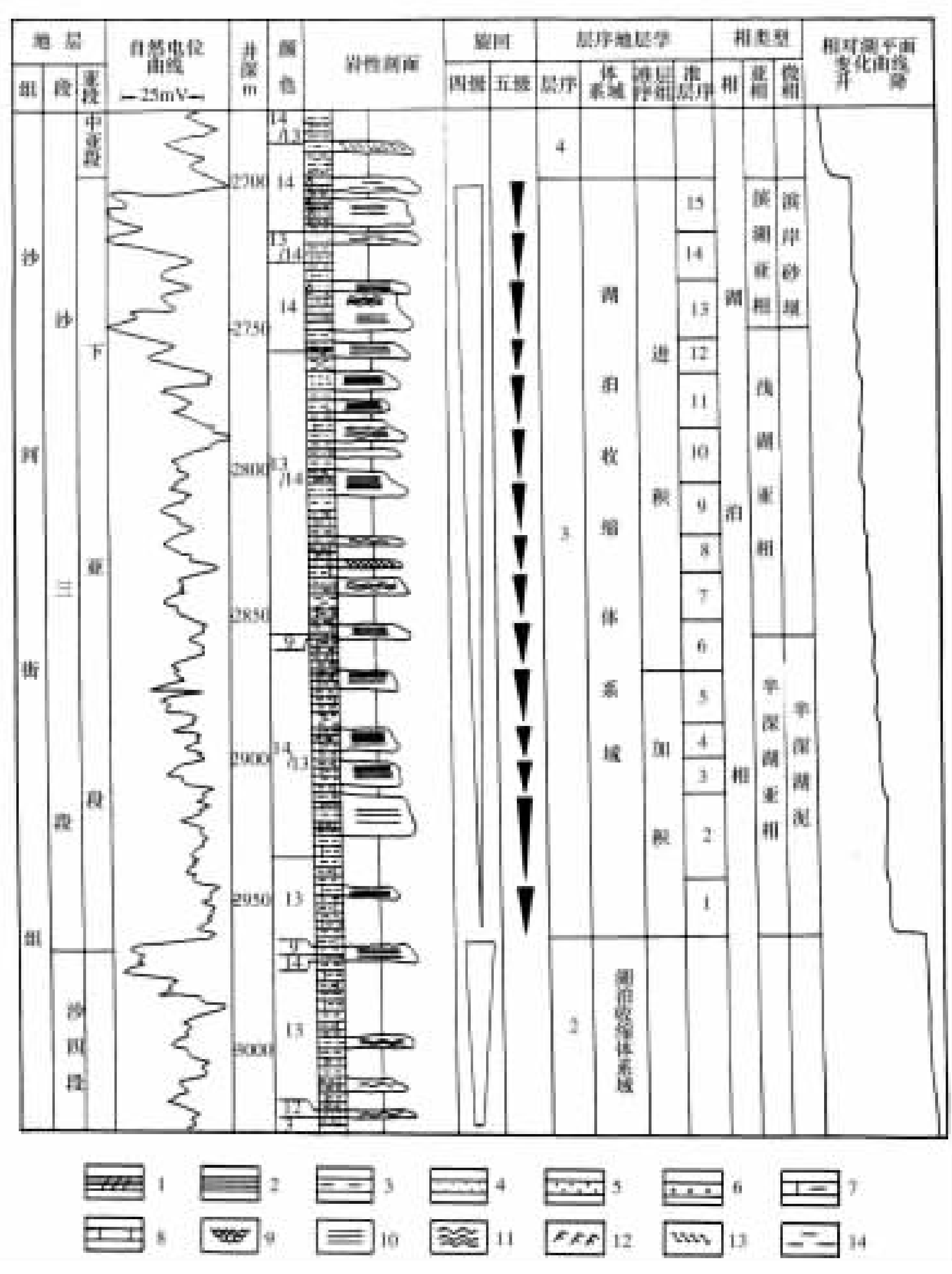


图 13-35　**樊** 13 **井第三层序（简单断坳层序）单井层序地层学分析图**

1—**油页岩**；2—**页岩**；3—**泥岩**；4—**细砂岩**；5—**粗砂岩**；6—**含砾砂岩**；7—**泥灰岩**；8—**灰岩**；
9—**槽状交错层理**；10—**水平层理**；11—**波状层理**；12—**微波状层理**；13—**变形层理**；14—**均质层理**

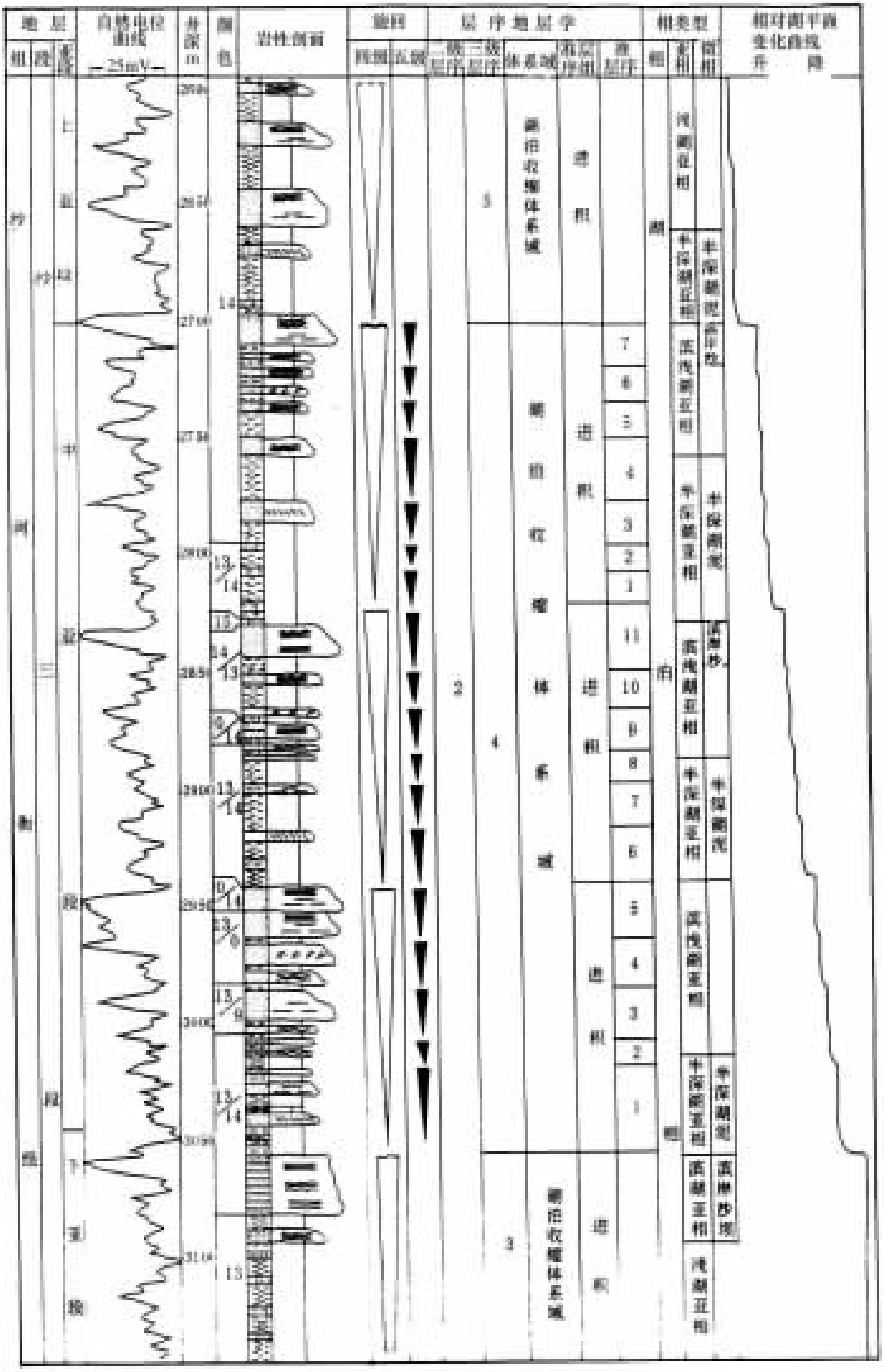


图 13-36　牛 35 井第四层序(多期断坳层序)单井序地层学分析图

(图例同图 13-35)

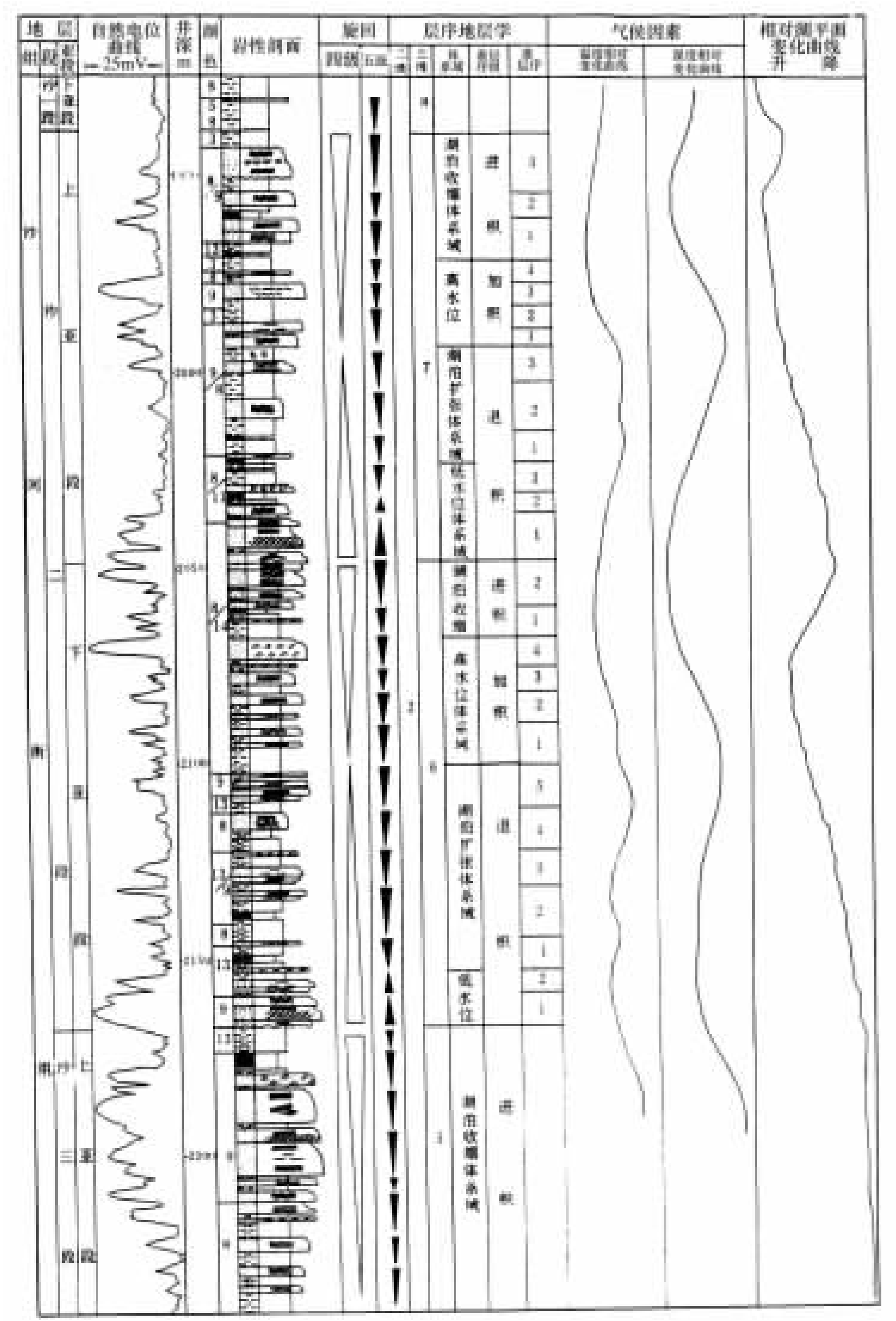


图 13-37　**坨** 21 **井第六、七层序（气候层序）单井层序地层学分析图**

（图例同图 13-35）

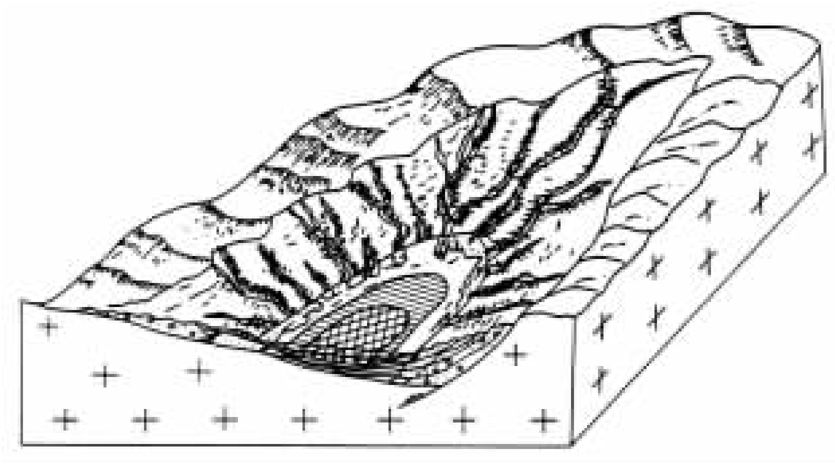


图 13-38　低水位体系域膏盐盐岩沉积模式图

低水位体系域发育膏盐盐岩沉积体系（图 13-38），以加积式准层序组为主；湖泊扩张体系域、高水位体系域，除发育滨浅湖滩坝沉积体系、河流三角洲沉积体系外，还发育有碳酸盐岩台地相沉积体系，以反映湖面扩大的退积和加积式准层序组为主；湖泊收缩体系域以冲积扇河流三角洲沉积体系发育为特征，准层组为进积式。

2. 湖泊气候层序与海相层序比较

（1）层序发育的控制因素

气候层序是气候的一次周期性变化引起的湖平面从低到高再到低的过程中发育的一套地层。海相层序是海平面的一次变化周期内发育的一套地层。二者都以水平面的变化为基本控制因素，以水平面的下降形成的不整合面或侵蚀面为其层序边界。

不同的是，海洋中构造运动对层序有影响。

（2）层序中包含的体系域类型

海相层序与湖泊气候层序的体系域类型对比，见表 13-5。

表 13-5　海相层序与气候层序体系域对比表

层　序	体　系　域　类　型			
海相层序	低水位	海　侵	高　水　位	
湖泊气候层序	低水位	湖泊扩张	高水位	湖泊收缩

从表 13-5 中可以看出，湖泊气候层序与海相层序的体系域类型基本一致；湖泊扩张体系域相当于海相中的海侵体系域；高水位体系域与湖泊收缩体系域二者相当于海相中的高水位体系域。

（3）闭流湖盆和海洋中水平面变化的比较

① 气候层序的发育是受气候的周期性变化引起的降雨量、蒸发量变化导致的湖平面变化控制的；海相层序主要受控于气候的周期性变化引起的冰川的消融与形成导致的海平面变化。

② 气候层序发育时，不论湖水怎样上涨，也达不到最低出口对应高程而溢出盆外；海洋中也有同样情况，不管冲川消融多少，海平面上升多高，海水也不会溢出海洋这个系统。

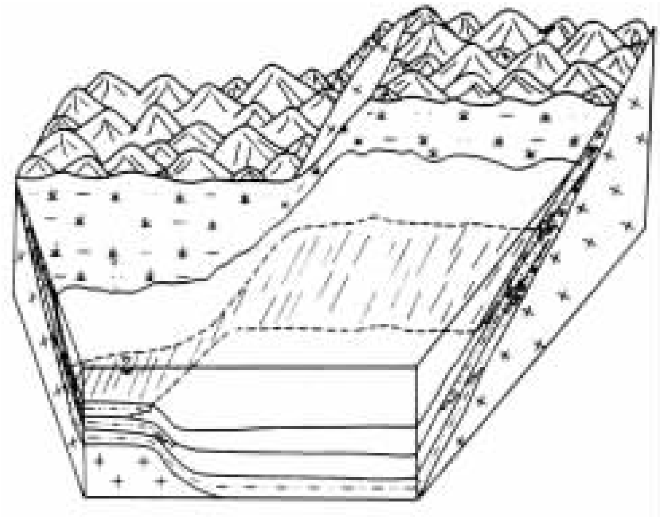


图 13-39　盆地断块差异升降盆地效应示意图

以上说明，气候层序和海相层序有相似的水动力控制条件和发育背景，闭流湖盆可以近似当作微型海盆处理。

需要强调的是，敞流湖盆中体系域的发育及相邻两体系域的更替，与构造活动强度有关。然而同一盆地中不同断块间往往存在着差异性构造运动，在理论上，便有可能造成同一盆地在同一时期形成不同的体系域（或准层序组）的现象。如图 13-39 所示，右侧基底沉降活动剧烈，形成湖泊扩张体系域；与此同时，左侧基底沉降活动微弱，在盆地中形成湖泊收缩体系域沉积。这种同时期沉积不同体系域的结果给层序的地层对比带来很多难题，在实际工作中，有可能把两处的地层划分为不同时期的沉积。

第十四章　双断陷湖盆层序地层学

双断陷型盆地两侧都存在正断层，盆地可容空间的形成及可容空间的增加速率受两条断层的活动的控制。双断陷盆地中地层格架（准层序组的方式）的控制因素与单断陷盆地中相同，即受沉积物供应速率和盆地可容空间增加速率的控制。但层序边界（剥蚀界面或沉积间断面）的形成机制在两种盆地中差异较大。前已述及，在单断陷盆地中，只要边界大断层停止活动，可容空间的增加速率等于零，在缓坡带就开始形成沉积间断面，即开始形成层序界面。双断陷盆地中层序边界的形成机制与单断陷盆地的陡坡带相同，当边界大断层停止活动时，若沉积物没有填满至湖平面或盆地基准面，则不会形成沉积间断面。只有当盆地边缘的沉积物填满至盆地基准面时，才能形成沉积间断面，即层序边界。因此，在其他条件相同的情况下，单断陷盆地中沉积间断的数量要大于双断陷盆地。

双断陷盆地往往出现在断陷盆地演化的兴盛期，例如伊通地堑、济阳坳陷惠民凹陷的沙三段沉积期和临清坳陷东濮凹陷的沙三段至沙一段沉积期，都出现双断陷型盆地沉积。下面以伊通地堑为例，讨论双断陷湖盆层序地层学特征。

第一节　地堑构造格局和构造运动

层序地层格架样式反映了层序外部构成特征，它直接受控于地堑的构造格局和构造运动、盆缘物源供应体系、湖盆的扩展和萎缩旋回以及沉积中心分布。但最关键的因素是地堑构造格局和控制地堑发展演化的构造运动。

伊通地堑被两条断裂所挟持，地堑内构造分异明显，沉降速率差异较大。地堑东西向沉降分异受控于两侧盆缘断裂活动，具东弱西强特点，显示明显的不对称式充填。地堑内南北向沉降分异受控于隆凹相间的构造格架，五星构造带和万昌隆起带均属于同沉积隆起，在早第三纪持续活动并控制沉积体系的空间展布，其沉降速率一般较小，而古隆起间坳陷区沉降速率较大，常常是半深湖或深湖沉积区。

第二节　层序界面特征

伊通地堑发育区域性不整合界面和沉积间断面型界面两种界面类型。

一、区域性不整合型界面（古构造运动面）

伊通地堑 4 个巨层序的顶底界面均为区域性不整合界面（角度不整合或平行不整合）（图 14-1），这些界面上下地层之间不仅有长时间的间断，而且出现全盆地范围内的剥蚀现象。如第Ⅱ层序与第Ⅲ层序界面，其间不仅缺失早中新世沉积，而且在地震剖面上顶削现象十分明显，反映地堑整体抬升过程中出现明显剥蚀现象，其中鹿乡断陷和莫里青断陷剥蚀最为严重。

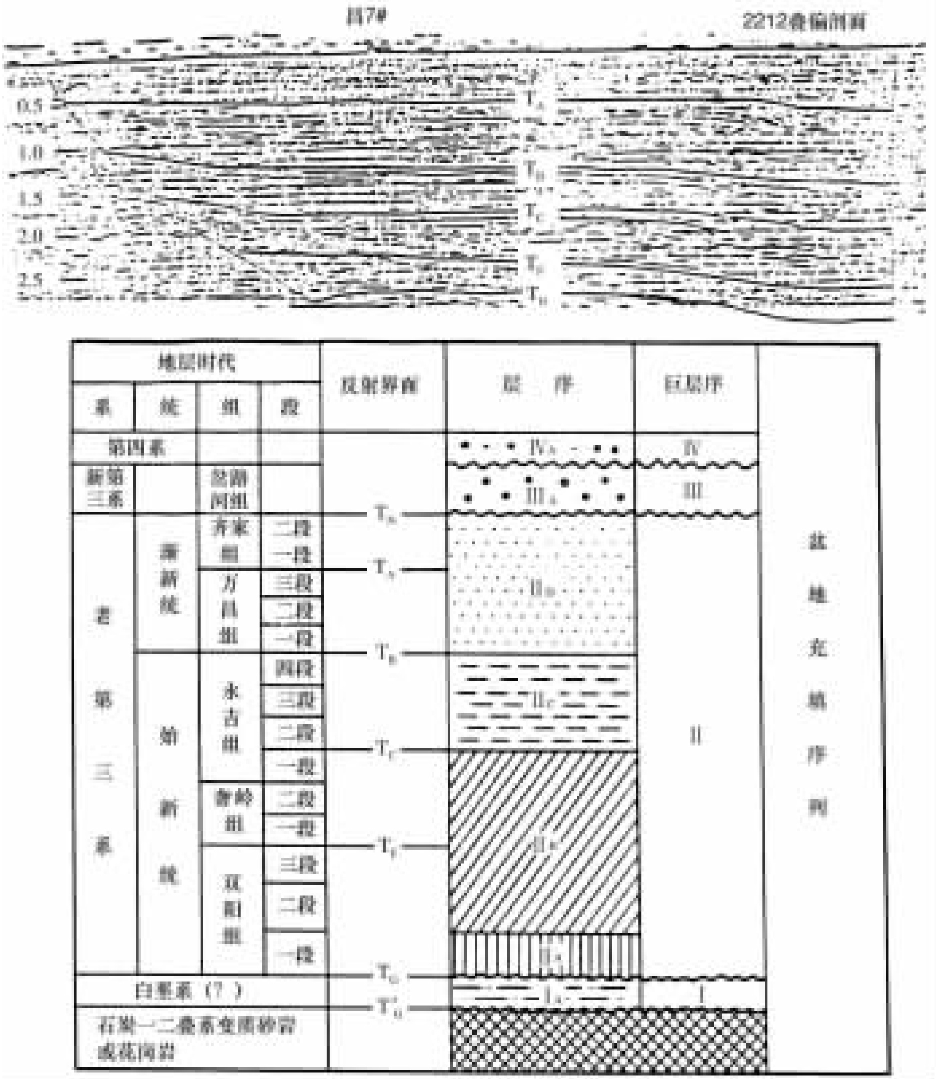


图 14-1　伊通地堑巨层序和层序划分

（据解习农，1994）

二、沉积间断型界面

伊通地堑老第三系各层序之间的界面均为沉积间断型界面，也就是说在地堑周缘出现局部性不整合接触，而在地堑中央出现整合接触。地堑周缘带不整合为陆上沉积间断带，除出现无沉积作用外，还出现明显的侵蚀和冲刷现象，地堑中央整合区为水下沉积间断带，主要是由于沉积作用非常缓慢或无沉积作用所产生的时间间断面。伊通地堑老第三系各层序间沉积间断型界面具有以下特点：① 层序分界面也就是体系域转换界面，上、下岩层的岩性差异较大，因此，形成具有较强波阻抗的界面，反射界面振幅强，连续性好，易于区域对比；② 层序分界在盆缘地带和古隆起带出现明显的顶削现象，地堑中央地带未见顶削及超覆现象；③ 层序分界面上下岩层不仅岩性差异较大，而且岩层中有机质丰度和有机质类型具明显差异，在层序界面呈现明显跃度，如第Ⅱ层序与Ⅲ层序之间。

第三节　层序内部体系域的构成

根据裂谷盆地体系域的划分原则，按照伊通地堑的断裂发育阶段，划分出如下体系域类型（图 14-2 及表 14-1）。

表 14-1　　　　　　　　伊通地堑体系域的层序地层格架特征

地层时代		巨层序	层序	体系域特征	区域构造背景		沉降速率	沉积速率	地堑演化阶段
系	统								
新第三系		Ⅳ＋Ⅱ	$Ⅳ_A$＋$Ⅱ_A$	冲积扇-扇前洪泛平原型（AFP）	地堑抬升萎缩消亡	压扭背景	局部性极缓慢沉降	极缓慢沉积	地堑萎缩阶段
老第三系	渐新统	Ⅱ	$Ⅱ_D$	周缘大型扇三角洲-浅水湖盆型（LFL）	断块快速差异运动，剥蚀区地形回春	张扭背景	快速沉降	快速沉积	快速充填阶段
	始新统		$Ⅱ_C$	上部为退积式扇三角洲-较深水湖盆型（RFL）；下部为进积式扇三角洲-较深水湖盆型（PFL）	盆缘断裂间歇式活动，基底下沉，剥蚀区地形渐趋平缓		快速沉降	缓慢沉积	湖盆再扩大阶段
			$Ⅱ_B$	上部为周缘小型扇三角洲-深水湖盆型（SFL）；中部为退积式扇三角洲-较深水湖盆型（RFL）；下部为进积式扇三角洲-较深水湖盆型（PFL）			快速沉降	缓慢沉积	湖盆早期扩张阶段
			$Ⅱ_A$	岔路河断陷为冲积扇-扇前洪泛平原型（AFP）；鹿乡断陷和莫里青断陷为冲积扇-扇前浅水湖盆型（AL）	初始裂陷作用		缓慢沉降	低速沉积	初始充填阶段

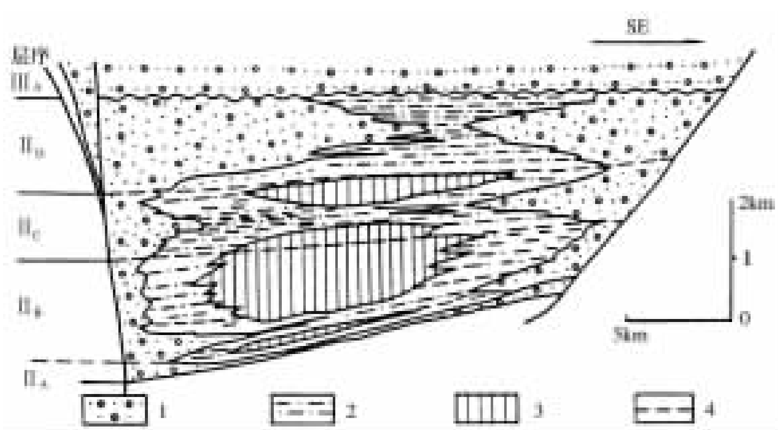


图 14-2　伊通地堑体系域及其层序地层格架

1—冲积扇-扇三角洲沉积；2—滨浅湖沉积；3—深湖沉积；4—层序界面

一、初始期冲积体系域

该阶段为断陷盆地的初始形成阶段，沉降速率和沉积速度都低。盆缘主要发育潮湿型冲积扇沉积体系，扇前发育洪积平原或一些相互分隔的浅水湖泊，湖泊周缘为小规模的扇三角洲和滨岸带沉积，局部亦可出现湖沼沉积。

二、强裂陷早期（水进）体系域

发育于强裂陷期的早期阶段，沉降速率高，沉积速率仍较低。盆地两侧发育扇三角洲沉积体系，盆地中央为较深水湖盆型沉积体系。地堑两侧的扇三角洲不断地向盆缘退积，形成退积式准层序组，总体反映水进序列。

三、强裂陷中期（深水）体系域

该阶段，盆地基底沉降速度很快，沉积速度仍较缓慢。地堑边缘带发育小规模扇三角洲和近岸水下重力流沉积、水下滑塌沉积，向地堑中央过渡为半深湖或深湖沉积，间夹浊流和水下碎石流沉积，总体构成加积式准层序组。

四、强裂陷晚期（水退）体系域

该阶段沉降速度减缓。由于盆地周缘水系的建立，沉积物供应速率加快。在地堑两侧发育扇三角洲沉积体系，向地堑中央逐渐过渡为滨浅湖或半深湖，局部仍出现深湖沉积。地堑两侧扇三角洲不断向前进积，形成进积式准层序组，总体上反映出水退系列。

五、裂陷收缩期体系域

裂陷收缩阶段，盆地沉降速度减慢，甚至停止。由于盆地周缘的物源水系已经建立起来，大规模的扇三角洲粗碎屑沉积向盆地内部快速推进，仅在盆地中央残存滨浅湖沉积。

双断陷盆地中，一个完整的层序应由上述五种体系域组成，也可以由其中的一个或几个体系域构成。这是由于断陷盆地层序的发育主要受构造运动控制，若一次构造活动形成的可容空间尚未被沉积物充填满之前，即在上述五种体系域还没有发育齐全时，如果构造运动性质或应力场特征发生了变化，则开始新构造层序的发育。

如伊通地堑老第三系层序II_A由初陷期冲积体系域和强裂陷早期水进体系组成。层序II_B由强裂陷早期水进体系域、强裂陷中期深水体系域和强裂陷晚期水退体系域组成。

第四节　双断陷湖盆层序地层学研究对油气勘探的意义

层序地层研究从盆地整体出发提出沉积体系空间配置及层序地层格架样式，从而为含油气盆地远景预测及储集层预测提供地质基础和实用模式。内陆断陷条件下，盆地沉积体系域和层序地层格架样式有其特殊性。在内陆断陷盆地中，盆地不同演化阶段发育不同的充填样式和沉积体系域，构成不同的生储盖组合。伊通地堑在老第三纪经历了多次构造活动，导致湖盆的多次扩展和萎缩，形成多期生储盖组合。大量研究及勘探成果表明，极为有利的烃源岩发育于强裂陷早期水进体系域的退积式扇三角洲-较深水湖盆型（RFL）和强裂

陷中期深水体系域的周缘小型扇三角洲-深水湖盆型(SFL)**沉积,有利的储集层分布于强裂陷后期进积体系域的进积式扇三角洲-较深水湖盆型**(PFL)**和冲积扇-扇前浅水湖盆型**(AL)**沉积,尤其是这些体系域中辫状水道沙体构成最有利的储集沙体。因此,沉积盆地层序地层研究,不仅可对含油气盆地油气资源进行战略性预测和远景作出评价,而且还能对储集层的三维形态及配置关系进行合理预测。**

第十五章　挤压性坳陷湖盆层序地层学

以吴因业(1994)对吐哈盆地侏罗系地层所做的层序地层学分析为例，讨论挤压性坳陷湖盆层序地层学特征。

第一节　层序边界的特征及其体系域组成

一、层序边界的特征

除一些常规的层序边界识别标志外，这里着重讨论一下前面未涉及而在吐哈盆地中识别出的层序边界存在的岩石学标志。

1. 事件沉积

事件沉积在这里主要指风暴流事件、洪水流事件、浊流事件和火山事件。这些事件对湖泊沉积层序的影响是不容忽视的的。吴因业等在中国东部渤海湾盆地前梨园洼陷老第三系研究中，曾发现并指出浊流事件在断陷湖盆沉积中的重要作用。而在吐哈盆地侏罗纪湖盆中，洪水流事件和风暴流事件或许会更为重要。

2. 植物根系发育段

它的存在，代表了古土壤的存在或者说它是沉积地层暴露地表的证据。根据植物根系的形态特征，可以将它分为三类，见表15-1和图15-1。Ⅰ类根系较简单，代表水下水草类植物。Ⅱ类根系以主根系为主，代表离岸较近的植物分布。Ⅲ类根系分化强烈，主根粗壮，常为陆上沼泽环境下的蕨类等植物。因此，Ⅱ类和Ⅲ类根系较发育的地层段，往往是层序边界的重要证据。

表15-1　植物根系类型及古生态意义

类型代表 分布特征	Ⅰ类	Ⅱ类	Ⅲ类
根系特征	此类根系非常简单，几乎为单一主根系，极少分叉或微弱分叉，主根系弱，扎根浅	根系仍较简单，以主根系为主，常有分叉，根系较发育，根系的支根相对较粗，扎根较深	根系分化强烈，主根粗壮，分支多，许多分支交叉，常形成网状，构造复杂
环境意义	此类根系生长地水分及矿物质含量丰富，潮湿度大，光照相对较弱，代表水下水草类植物，其水体深度相对较大	此类根系所支撑枝的植物茎干相对较粗，植物体部分甚至大部分可露出水面，水体能量较高，但离岸较近，水深一般不超过2m	代表陆上沼泽环境下生活的蕨类及其他类型

(据吴因业，1994)

3. 河床滞留沉积

特别是下切谷中河床滞留沉积的存在，往往是层序边界的标志。湖平面下降时，原滨浅湖地带暴露地表，河道下切，形成河床滞留沉积，河床滞留砂砾岩中，含炭屑，斜层理发育，而下伏地层则常为灰绿色泥质粉砂岩或泥岩。

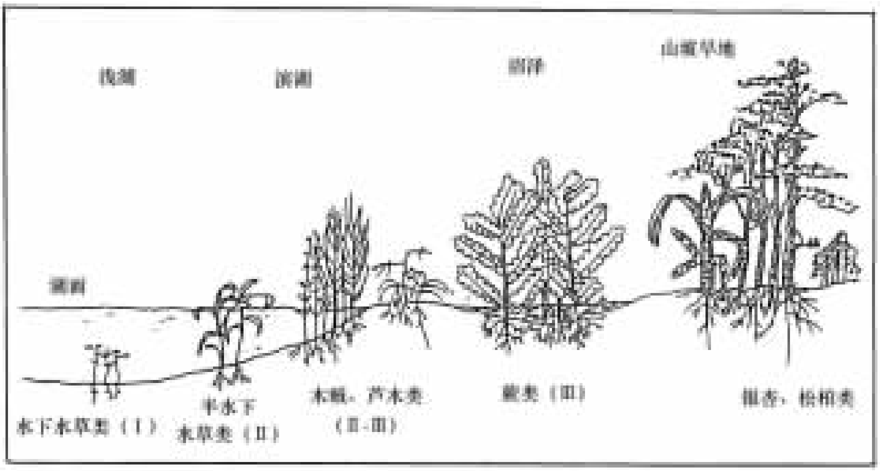


图 15-1　植物和植物根系类型与环境关系分布复原图

4. 沉积旋回性

从沉积旋回性可判别层序边界的位置。沉积旋回是沉积环境的综合反映，是由不同类型的岩相在空间上有规律的变化而组成的。一定的沉积环境发育有与其相应的沉积旋回。旋回可以分为正旋回、反旋回及复合旋回。

一般来说大的沉积旋回与盆地的构造运动有关，小的旋回与物源供应、水平面升降变化有关。因此，从沉积旋回性变化也可以判定出层序边界的位置。

5. 岩相的突变

沉积相带向盆地方向的迁移，主要表现在浅水岩相对于深水岩的直接覆盖。因此，岩相的突变也常常显示层序边界的存在。

6. 遗迹化石

层序界面的识别，遗迹化石研究可以起很大的辅助作用。因为在层序界面处，生物的痕迹学记录十分明显。生物在水少沉积物界面上的活动，除受水深、氧气含量、碎屑供应等因素控制外，还受底质固结程度的控制，因而可以识别出不同的痕迹和软痕迹、硬底痕迹等。界面上留下不同的痕迹结构，就可以留下识别界面的可靠记录。

台北凹陷侏罗系发现了大量的遗迹化石，为层序边界的识别提供了重要依据，见表 15-2。值得一提的是，逃逸迹这种遗迹化石是指动物在突发事件下为逃离不利的生存环境而留下的遗迹，这种事件常伴随着沉积速率的突然加快或侵蚀作用的突然加强，常见于岸缘系列沉积中，或风暴、浊流沉积物中，可以成为层序边界的重要依据。

表 15-2　　层序边界的遗迹化石证据

类型 / 分布	垂直居住迹	逃 逸 迹	水平潜穴
生态环境	滨岸高能环境	沉积突变带	低能，稳定地带，水体相对较深
发育的井位	巴东 1，温西 5	巴东 1，陵 24	温 6，陵 23，柯 6

（据吴因业，1994）

综上所述，层序边界的岩石学标志主要有：① 上覆风暴岩；② 植物根系发育段；③ 下切谷河床滞留沉积；④ 沉积旋回性；⑤ 上部砂岩与下部泥岩的突变接触；⑥ 遗迹化石组合（见图 15-2）。

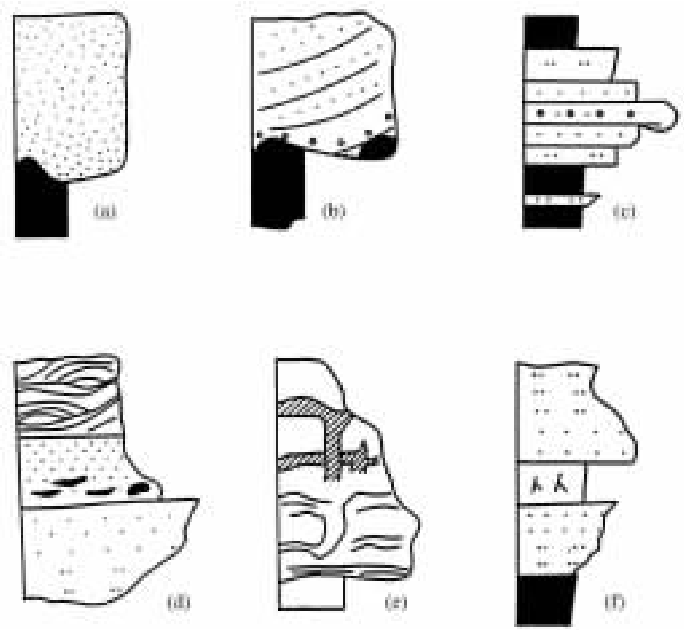


图 15-2 层序边界的一些岩石学证据

（据吴因业，1994）

（a）—上部砂岩与下部泥岩的突变接触；（b）—下切谷河床滞留；（c）—沉积旋回性；

（d）—上覆风暴岩；（e）—遗迹化石组合；（f）植物根系发育段

二、体系域组成

据吴因业（1994）对吐哈盆地的研究，坳陷湖盆中体系域主要有低水位体系域、水进体系域、水退体系域和高水位体系域等几种类型。低水位体系域不发育，常不出现，以冲积扇、河流沉积为主；水进体系域分布广泛，浅湖-半深湖相沉积发育，泥岩有机炭含量较高。高水位体系是沼泽的主要发育期，形成一种特殊意义的层序边界；水退体系域以三角洲、扇三角洲和滨浅湖沉积为主。

第二节 煤层在层序地层学研究中的特殊意义

煤层作为层序边界在国际上曾有所报道。例如美国得克萨斯大学的 Douglas S. Hamilton 曾研究指出煤层可以作为层序边界，他还以澳大利亚 Gunnedah 盆地作为实例，进行了较为详细的论述。

中国西北众多的侏罗系地层及中亚地区均发育含煤沉积，对煤层这一层序边界进行细致研究，将对沉积矿产的勘探尤其是石油天然气勘探开拓新的思路。

一、煤沼环境的沉积作用

国外关于含煤岩系沉积环境的研究，早在本世纪初即已开始，现已形成一系列的理论和观

点，建立了一些成煤环境模式。如 Pruvost（1968）建立了法国北部石炭系旋回的成因模式；Ferm 等（1989）建立了 Allgegeny 三角洲模式，认为泥炭主要形成于三角洲环境，其变化机制与三角洲动力学（进积、退积和侧向加积）有关。这种三角洲沉积作用可与密西西比河三角洲的沉积作用相比拟。总之，成煤沉积模式是认识、解释聚煤作用和过程的理想简化形式，每个成煤沉积模式所反映的沉积环境、聚煤条件、煤层分布等都各不相同。归纳起来主要有以下几种：（1）三角洲沉积模式；（2）河流沉积模式；（3）冲积扇沉积模式；（4）障壁后沉积模式。

1. 三角州沉积模式

包括扇三角洲洪泛平原、辫状三角洲平原等的聚煤沉积作用。聚煤作用发生在扇三角洲洪泛平原上的整个沉积过程表现为扇三角洲的进积退积。在进积阶段的成因地层单位中，平原部分较发育，聚煤作用也较强，向上逐渐变差。由于距冲积扇较近，次级扇朵间的洪泛洼地和废弃扇前洼地均有利于泥岩沼泽化。平静期的湖进水浸和活动期的冲积扇推进，甚至突变性泥石流的发生是影响泥炭沼泽寿命的主要原因。因而煤层直接顶板以砾岩、砂砾岩居多，水平层泥岩次之，很少见炭质泥岩、粘土岩之类的渐变过程。煤层中常夹有洪泛事件形成的砾岩、砂砾岩夹层。

辫状三角州平原的聚煤沉积作用可分为水进型和水退型。两者的聚煤作用有着明显的差异，水退进积过程中，其边缘洼地中首先泥炭沼泽化成煤；在条件许可时，进一步向三角洲平原上扩大连片。这一许可条件就是进积过程中因物质供给不足而废弃。而浅湖周缘水进型辫状三角洲平原的聚煤具有以下规律：

① 成煤面积大，层位稳定，但厚度小；

② 煤层结构复杂，常夹有横向上呈透镜状的洪泛砾岩体或湖相泥岩，砂砾岩夹层向上游方向增多、增厚、向下游尖灭，泥岩夹层则正好相反；

③ 煤层的顶板以湖相细碎屑沉积多见，此外亦有辫状水系沉积砂砾岩；

④ 煤体形态多呈单轴长透镜状，横向延伸较远。

2. 河流沉积模式

不同的岩性组合按不同的比例和共生关系出现在不同类型的河流体系辫状河、网状河和曲流河体系中。辫状河由于迁移性大，河岸易被侵蚀，且垂向加积的细粒沉积物不发育等特点，一般很少出现大面积沼泽沉积。因此辫状河沉积体系中含煤性极差。

在曲流河环境，煤层聚集在河漫滩沼泽和废弃的河道充填沼泽环境。其中，漫滩沼泽是煤层主要沉积环境。Weimer 等（1973）详细研究了曲流河漫滩沼泽的聚集模式，认为沼泽类型主要受地下水位和沉积面相互关系的制约。因此，将曲流河河道边缘地区的沼泽进一步划分为排水性好的沼泽和排水性差的沼泽（图 15-3），在不同的区带发育不同的沉积体。

3. 冲积扇沉积模式

扇根区地貌位置高，地形陡，不利于聚煤。扇中区由于河水泛滥，可进一步发展成沼泽，如果洪泛间歇较长，即可形成煤层。扇端部位由于扇根透水性好，穿过砾质沉积物而渗下的水体在该部位溢出，这为沼泽的形成和泥炭的保存提供了良好的条件。因此，扇端区是聚煤环境之一。而在冲积扇体之间的地带，地势低洼，缺少碎屑物的补给，因此可以有聚煤作用发生。如果同沉积构造发育，导致扇间地带的持续下陷并被有机物质所补偿，则形成很厚但侧向连续性较差的煤层。

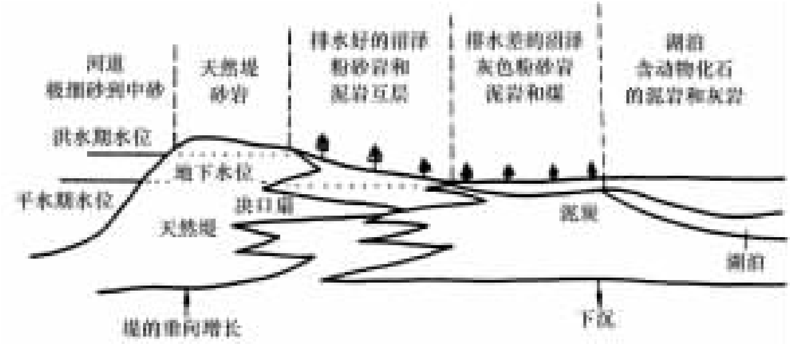


图 15-3　**河道边缘的沉积分带剖面图**

（**据** Weimer，1973）

4．障壁后沉积模式

潟湖、障壁岛、潮坪沉积属于海陆过渡相的沉积体系，处于海陆过渡地带，向海方向以障壁岛与滨岸相接，向陆以潟湖或潮坪与沼泽相或盐沼相邻接。

对于这种障壁后形成的沼泽，其煤层分布也是比较大范围的，因而具有可对比性和等时性。

二、煤层作为层序边界的依据

1．煤层的区域性分布使之具有可对比性

从上述煤沼环境的沉积作用可以看出，在多数情况下煤层的聚集具有分布上的区域性。碎屑物质的供给减少乃至不供给时，煤层的分布具有相对的稳定性。碎屑物质经由水道开始供给时，煤层则可能被碎屑物质所切断，但煤层之间仍具有可对比性（图 15-4）。**特别在构造活动较稳定、古地形较均一的湖沼环境下，区域性分布的煤层更具可对比性。**

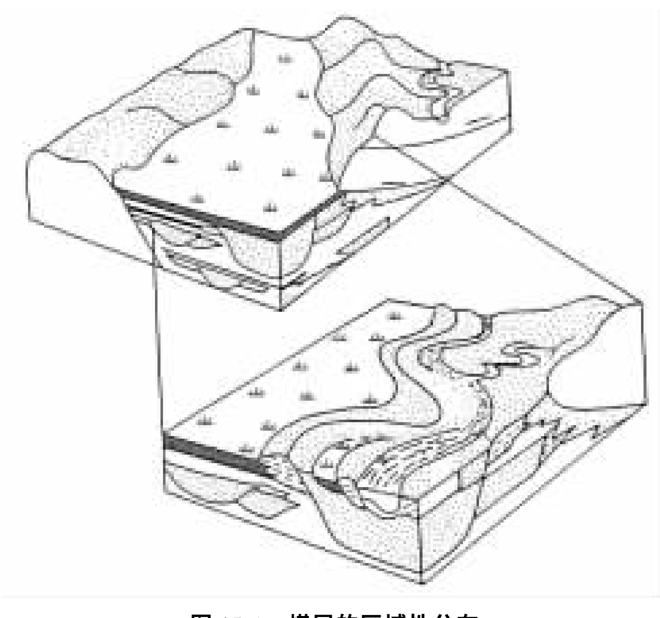
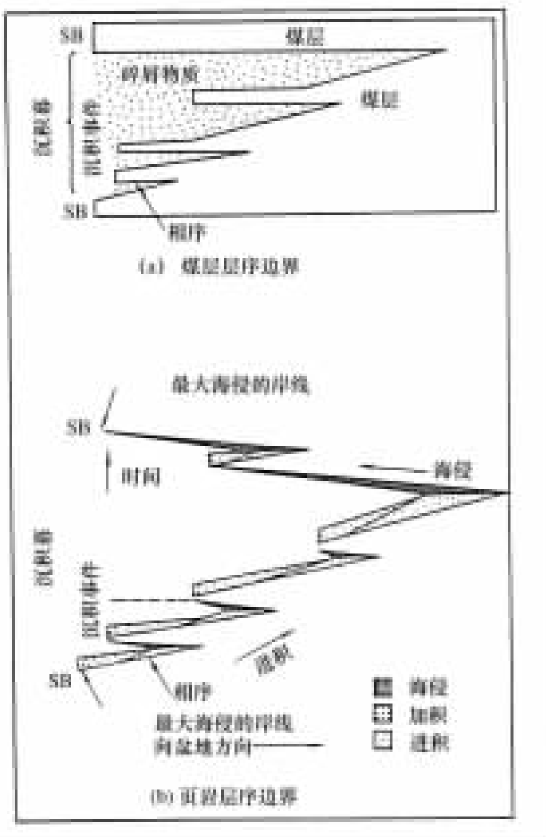


图 15-4　**煤层的区域性分布**

2. 煤层的等时性

煤层的聚集具有等时性。从概念上讲，煤层可理解为与 Frazier(1974)的间断沉积相当，这个面记录了沉积事件的终止或者说一个沉积幕的终止(图 15-5)。小范围分布的煤层可以分隔一次沉积事件，大范围分布的煤层则分隔一次沉积幕，实际上是碎屑物质的注入破坏了煤层聚集的持续性。因此煤沼环境中的沉积事件与 Frazier 的海侵海退引起的沉积事件基本上是对应的，具有等时概念，可以作为准层序边界(Parasequence boundary)。同样地，大范围分布的煤层可以与 Frazier 沉积幕的最大海侵时所形成的泥质层相比拟，同样具有等时性，可以作为成因层序边界(SB)。



(a) 煤层层序边界

(b) 页岩层序边界

图 15-5　煤层作为层序边界示意图

此外，顾家裕(1995)也进行了坳陷盆地层序地层学的研究，并建立了陆相坳陷盆地层序地层学模式(图 15-6)，他的研究表明：

① 坳陷盆地面积大，地势平坦、相类型分布齐全、相带较宽，构造抬升，湖水变浅，湖区萎缩，河流可直入原浪基面以下深湖区，沉积较粗粒物质。如塔里木盆地侏罗系下部及中部(侏罗系为两个层序)、江汉盆地等，在气候炎热、物源较少条件下可形成盐岩和石膏等化学沉积，组成代位体系域。

② 随构造沉降、湖水进侵，原不整合面之上沉积湖相层，近物源区主要为冲积河流沉积区，当湖侵达到最大时，由于基准面上升，湖滨在陆上平原区往往会出现煤层、煤线，湖区可能出现部分碳酸盐岩沉积，形成湖侵体系域。如松辽盆地下白垩统青山口组。随后，湖侵速

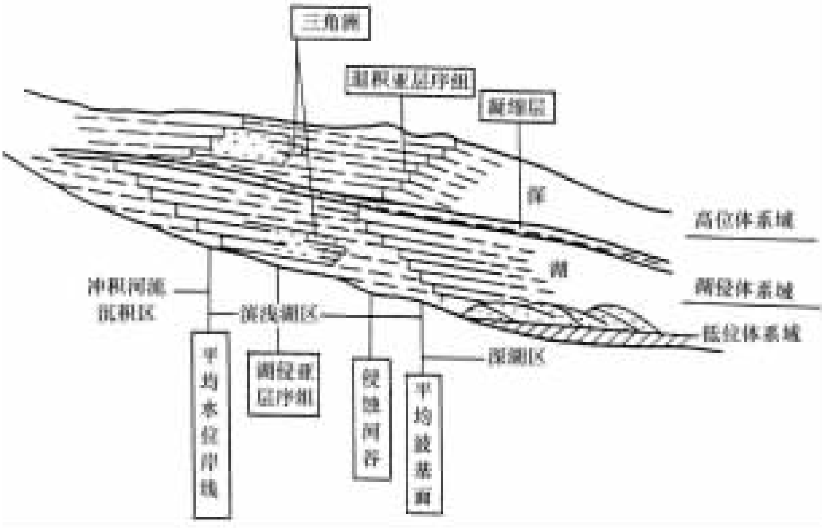


图 15-6　**陆相坳陷盆地层序地层模式图**

（**据顾家裕**,1995）

度减缓或缓慢湖退,陆源物质前积,并在其边缘或顶部出现侵蚀,这就是高位体系域。

第十六章　前陆盆地层序地层学

根据大地构造位置(造山带类型)和构造演化阶段,前陆盆地可以归纳为大陆边缘发育的陆缘型前陆盆地和大陆内部发育的陆内型前陆盆地。从动力学背景上看,陆内型前陆盆地是板块碰撞远程传递的挤压应力所形成。中国中西部前陆分均属于陆内型前陆盆地。造山带的构造活动对前陆盆地的层序发育起着重要的控制作用。

第一节　前陆盆地的形成机制

一、前陆盆地的定义

前陆(foreland)最初是由 Suess(1883)提出的一个术语,指造山带相邻的稳定地区,且造山带的岩层向它逆冲或掩覆。前陆是地壳的大陆部分,是克拉通或地台区的边缘。前陆盆地分布于造山带和前陆隆起之间,并且与它们的走向平行,具有不对称盆地形态,往往呈犁形,靠近造山带一侧沉积物较厚,靠克拉通一侧沉积物较薄。

二、前陆盆地的形成机制

在前陆盆地形成早期,造山带逆冲负载,前陆挠曲变形(图 16-1)。盆地边缘造山带由于受到强烈挤压作用,形成一系列向克拉通方向推进的叠置逆冲席,引起地壳岩石圈增厚。在地壳均衡作用下,邻近造山带的克拉通前陆区岩石圈向下发生挠曲,表现为下挠沉陷,形成前渊,而在远离造山带的地区,由于受到的挤压作用相对较弱,地貌载荷相对较少,因而沉陷速度相对较缓慢,沉陷也就相对较浅,这样就形成一个从造山带向克拉通前陆方向逐渐变浅的不对称盆地,即前陆盆地。在邻近造山带一侧,强烈的构造沉陷造成沉积物具厚度大、沉积速度快、成分复杂和变形作用强烈的特点。它们是与构造作用同期的产物,物源是来自邻近的造山带。横向上从造山带到克拉通方向,相同层位的沉积物粒度逐渐从粗变细,古水流的方向也从垂直造山带变为近平行造山带。

在前陆盆地形成晚期,造山带逆冲负载释放,前陆发生塑性变形(图 16-1)。随着造山带活动的减弱,其挤压运动逐渐减弱,挤压应力也相应减小,在地壳均衡作用下,盆地岩石圈会弹性回跳,导致前陆盆地整体向上隆起,隆起强度随着远离造山带逐渐降低的,同时沉积中心逐渐向克拉通方向迁移。此时期造山带隆起区遭受剥蚀,沉积物被搬运,再沉积在远离造山带的前陆盆地区,因而在邻近造山带的前陆盆地区形成明显的侵蚀不整合,在远离造山带的前陆盆地区为席状展布的粗粒和细粒沉积,盆地的不对称性逐渐减弱。

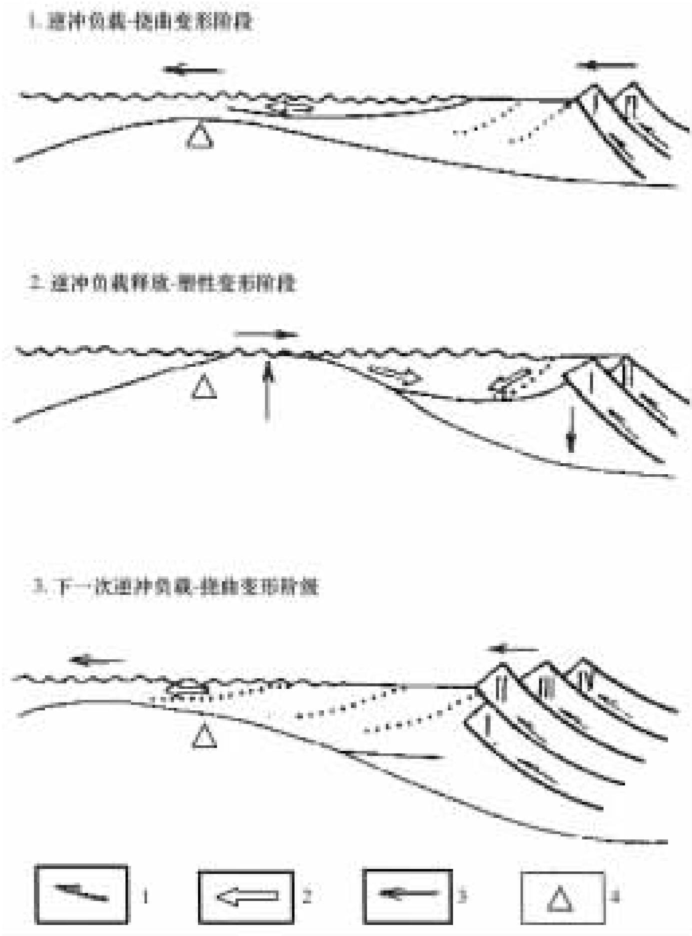


图 16-1　**克拉通边缘前陆盆地演化模式**(Quinlan **和** Beaumont，1984)

1—**冲断带逆冲方向**；2—**沉积物注入方向**；3—**逆冲带和前陆隆起迁移方向**；4—**前陆隆起的参照点**

第二节　前陆盆地层序发育的控制因素及模式

典型的陆缘型前陆盆地主要发育在大陆边缘处向陆一侧，通常是海陆板块碰撞产生的，海平面的升降是影响层序发育的重要因素但不是主导因素，构造沉降、全球海平面变化、沉积物供给和气候变化等多种因素综合作用控制了层序的发育，因而陆缘型前陆盆地层序模式有别于经典的被动大陆缘海相层序模式。

一、前陆盆地层序发育的控制因素

陆缘型前陆盆中构造沉降、全球海平面变化、沉积物的供给和气候变化的综合作用决定了可容空间的变化，其中构造沉降是主导因素。

1. 造山带构造活动的影响

在进行前陆盆地层序地层研究时，发现在前陆盆地克拉通稳定边缘的一侧，一个层序往

往由层序界面、海进体系域、高水位体系域组成，更多的是由层序界面和高水位体系域组成；而在前陆盆地的活动一侧其层序构型及其发育特征与全球海平面升降的关系并不十分明显，很难或根本找不出可供分析的显著的海平面升降的地层记录，体系域配置并不是严格受控于全球海平面变化。

活动边缘逆冲块群的周期性逆冲可导致前陆的沉降，并且是沉积物容纳空间变化的主要贡献者。层序是可容空间的函数，而前陆盆地背景的可容空间严格受边缘周期性构造逆冲带活动的影响。因此，构造效应大大地超过了全球海平面升降对层序形成的效应，从而表现为构造效应显著的地层记录。

Wagoner 等(1995)的研究表明，美国 BookCliffs 前陆盆地的主要层序界面常由逆冲褶皱带端(近端)的角度不整合到远端的相对整合面所组成，近端的不整合面主要是构造挤压抬升引起的多个三级不整合面的复合。在海相前陆盆地中，近端的层序界面可能是构造隆升作用与三级海平面变化复合的产物，而远端的层序界面则起因于次一级的构造起伏产生的水上曝露和河谷下切。

Schwans 等(1995)在美国犹他州白垩纪前陆盆地的研究中还指出，前陆盆地不同演化阶段发育的层序界面也不同。早期逆冲形成的层序界面仅为轻微削截界面，沉积相带向盆地方向发生有限的迁移，而晚期相对静止，形成的层序界面多为广泛分布的构造增强的侵蚀不整合面。这与前陆盆地从早期快速沉降的“饥饿”盆地向晚期过补偿盆地的演化有关。早期逆冲推覆强烈，盆地迅速挠曲沉降，可容空间增长较快，盆地处于欠补偿的“饥饿”状态，因此以沉积作用为主，只在局部发生轻微的削截；晚期造山带卸载，逆冲推覆体向前陆推进速度缓慢，导致前陆盆地基底发生弹性回跳而抬升，使可容空间大大降低，盆地处于过补偿状态，因此削截作用占主导，不整合面广泛分布。

前陆盆地逆冲推覆构造活动对盆地的可容纳空间可产生深刻的影响，从而对盆地充填和层序叠置样式起重要的控制作用。逆冲期和相对静止期形成的盆地充填样式显然不同。

Catuneanu 等(1998)的研究发现，Karro 前陆盆地的充填过程受造山负载和卸载旋回的控制。在造山负载沉降期，逆冲推覆带近端可容纳空间增加，而远端隆起，可容纳空间减小；在卸载期，由于盆地整体回弹上隆，因此逆冲带近端的可容纳空间减小，而远端的可容纳空间增加。

这一过程对层序的发育及其沉积中心的迁移起重要的控制作用。在逆冲变形期，岩石圈最初常以瞬时的弹性变形来响应逆冲负载，此时沉降速率大，可容纳空间增加。大量的粗碎屑物堆积在山前，在逆冲带近端的层序叠置呈加积或退积；在远端，前隆仍然处在水面以下，尚未遭受剥蚀形成物源，因此远端的沉积物主要是来自造山带的越过沉积中心的少量细粒沉积物。而在构造相对静止期，岩石圈均衡回弹产生整体相对上隆，在前陆近端上隆更为显著，产生进积式层序结构，随后成为沉积物搬运过路带，在盆地远端的沉降中心(此时沉降中心逐渐移向了远端)发生沉积；而前隆此时露出水面遭受剥蚀形成物源，也向沉积中心发育进积式层序结构。

2. 全球海平面变化的影响

相对海平面升降速率取决于全球海平面升降速率与盆地沉降速率之间的比率。根据这一特点，Posamentier 等(1993)将前陆盆地边缘分为两个带(图 16-2)，其中 A 区带的沉降速率一般大于全球海平面下降速率，因此在 A 区带中，相对海平面处于上升状态，当岸线位于

A 区时，形成Ⅱ类层序边界，发育第Ⅱ类型层序，形成陆棚边缘体系域、海侵体系域和高水位体系域；B 区带以沉降速率有时小于全球海平面下降速率为特征，因此在 B 区带中相对海平面有升降变化，当岸线位于 B 区时，形成Ⅰ类层序边界，发育第Ⅰ类型层序，形成低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域。

3. 物源供应的影响

在前陆盆地形成早期，造山带逆冲负载，前陆挠曲变形，同时克拉通方向的隆起仍处在水面以下，因此物源为 A 区造山带的单一物源。在前陆盆地形成晚期，造山带逆冲负载释放，前陆发生塑性变形，盆地岩石圈在地壳均衡作用下弹性回跳，导致前陆盆地整体向上隆起，B 区克拉通方向的隆起露出水面形成物源剥蚀区，因此在后期有双向物源，但 A 区物源供应量大于 B 区供应量。

4. 气候变化的影响

气候变化一方面控制了古环境的演化，另一方面控制了沉积物的类型。

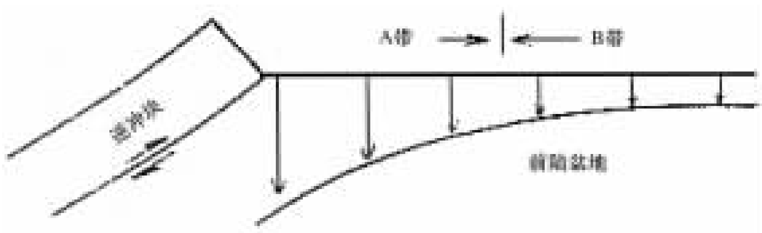


图 16-2　前陆盆地构造沉降剖面模式(据 Posamentier 等，1993)

二、前陆盆地层序发育模式

Trexler 等所建立的内华达安特勒前陆盆地层序地层模式比较有代表性。Trexler 等在内华达安特勒前陆盆地的密西西比系中识别出了三个在造山运动中产生的区域角度不整合面，以此为三个层序边界。下部 DR 层序为深水海底扇沉积体系，沉积物主要来自造山带；在盆渊为深水细粒沉积与海底扇过渡或互交；在克拉通一侧，为缓倾的正常陆棚一滨岸沉积，物源来自克拉通。中部 NV(Newark Valley)层序为河流—三角洲平原沉积体系。上部 GS(Green Spring)层序在造山带一侧，主要为冲积扇、辫状河或扇三角洲沉积；盆地内部以纵向河流、湖泊沼泽和洪泛平原为主；克拉通一侧为三角洲和陆架碳酸盐岩沉积体系。

第三节　前陆盆地层序发育模式实例

“白垩纪末的燕山运动对柴达木北缘逆冲推覆构造带的影响最为强烈，使下第三系沉降沉积中心向盆内迁移；喜马拉雅旋回在渐新世末的构造运动对柴达木北缘前陆滑脱拆离带影响最强，并使上第三系沉降沉积中心进一步向盆内推移”(胡受权，2001)。也就是说，从渐新世末、中新世到上新世，推覆构造的活动由强变弱，柴达木北缘前陆盆地沉积中心逐渐向盆内迁移。

柴达木盆地第三系地层分为 2 个二级层序，14 个三级层序(表 16-1)。分别选择渐新世末的第Ⅵ层序(构造活动最强烈)和上新世的第Ⅸ层序(构造不活动)两个层序讨论柴达木北

缘前陆盆地在构造控制下的层序发育模式。

表 16-1　　　　柴达木盆地北缘层序地层格架

<table>
<tr><th colspan="5">地层系统</th><th>地震标准层</th><th colspan="2">层　序</th><th rowspan="2">层序边界反射终止类型（顶/底）</th></tr>
<tr><th>界</th><th>系</th><th>统</th><th colspan="2">组</th><th></th><th>一级</th><th>二级</th></tr>
<tr><td rowspan="14">新生界</td><td rowspan="6">上第三系</td><td rowspan="6">上新统</td><td colspan="2" rowspan="2">狮子沟组 N_2^3</td><td rowspan="2">T_0</td><td rowspan="6">第Ⅱ层序</td><td>XⅥ</td><td>顶超/上超</td></tr>
<tr><td>XⅢ</td><td>削蚀/上超</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">上油砂山组 N_2^3</td><td rowspan="2">T_1</td><td>Ⅻ</td><td>削蚀/上超</td></tr>
<tr><td>Ⅺ</td><td>削蚀/上超</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">下油砂山组 N_2^1</td><td rowspan="2">T_2^1</td><td>Ⅹ</td><td>顶超/上超</td></tr>
<tr><td>Ⅸ</td><td>削蚀/上超</td></tr>
<tr><td rowspan="8">下第三系</td><td rowspan="2">中新统</td><td colspan="2" rowspan="2">上干柴沟组 N_1</td><td rowspan="2">T_2</td><td rowspan="6">第Ⅰ层序</td><td>Ⅷ</td><td>顶超/上超</td></tr>
<tr><td>Ⅶ</td><td>顶超/上超</td></tr>
<tr><td rowspan="4">渐新统</td><td rowspan="4">下干柴沟组 E_3</td><td rowspan="2">上段
E_3 上</td><td rowspan="2">T_3</td><td>Ⅵ</td><td>顶超/上超</td></tr>
<tr><td>Ⅴ</td><td>顶超/上超</td></tr>
<tr><td rowspan="2">下段
E_3 下</td><td rowspan="2">T_4</td><td>Ⅳ</td><td>顶超/上超</td></tr>
<tr><td>Ⅲ</td><td>削蚀/上超</td></tr>
<tr><td rowspan="2">古始新统</td><td colspan="2" rowspan="2">路乐和组 E_{1+2}</td><td rowspan="2">T_5
T_R</td><td rowspan="2"></td><td>Ⅱ</td><td>削蚀/上超</td></tr>
<tr><td>Ⅰ</td><td>削蚀/上超</td></tr>
</table>

一、早期欠补偿阶段（构造活动最强烈）

第Ⅵ层序处在渐新世末期，构造活动最为强烈。这一时期南祁连山强烈的推覆活动及印洋板块向北俯冲使得盆地稳定沉降，同时气候湿润，湖盆水体面积此时期达到最大，具有前隆和造山带的双向物源。

盆地的沉降中心均位于柴 6 井附近，而且沉降中心较为稳定。从岩性上看，以灰色、灰绿色泥岩、粉砂质泥岩为主。咸 7 井接近北部山前带，主要发育进积式准层序组，说明由于柴达木盆地北部前陆冲断带活动较为剧烈，褶皱隆起强烈，物源供应充分。在高位域可见红色粉砂岩和泥岩。切 2 井和红地 107 井接近柴达木盆地南部斜坡隆起区，此时祁连山正处在强烈活动阶段，在湖盆地基底沉降、造山带隆起、湖平面升降等因素共同控制下，该区带的可容空间变化规律性较强，层序的低位域、湖侵域、高位域发育相对完整。低位域和高位域可发育红色滨浅湖粉砂岩和泥岩及灰绿色粉砂质泥岩。

在平面上，冲积平原在柴达木盆地北缘仅呈现一条狭长的条带，湖相占据了盆地的大部分面积，深湖相的分布面积相对较大，水体相对较深。这些正是前陆盆地早期逆冲阶段盆地底部挠曲可容空间急剧增大的表现，盆地处于欠补偿的“饥饿”状态，形成较大面积的深湖环境。

根据上述分析，可以总结出前陆盆地早期欠补偿阶段（构造活动最强烈）层序地层的发育模式（图 16-3）：前陆盆地强烈活动期，可容空间的增加主要受构造沉降控制，水深持续增加，山前带沉积物供应迅速，近端以进积式准层序组为主，退积式准层序组较薄，远端以退积式准层序组为主，进积式准层序组较薄。

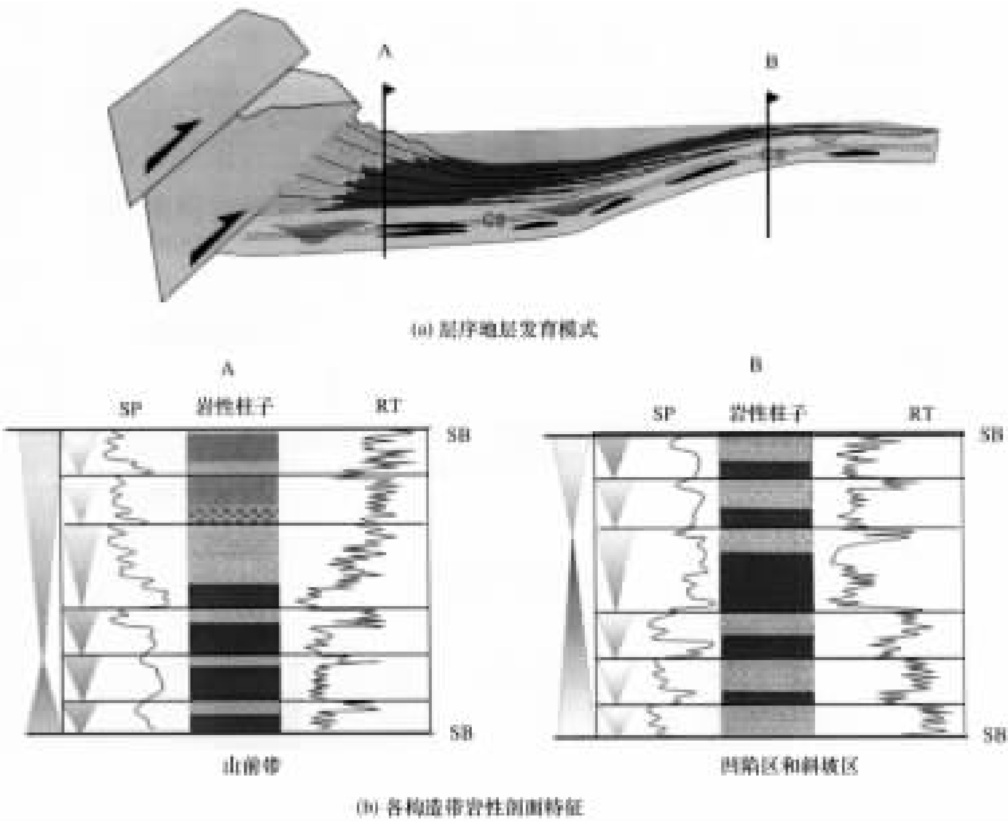


图 16-3　**早期欠补偿阶段（构造活动最强烈）前陆盆地层序发育模式**

（据纪友亮，2004）

二、晚期过补偿阶段（构造不活动）

第Ⅺ层序处在上新统上油砂山组时期，柴达木盆地西部在构造运动的影响下持续抬升，导致湖盆的沉积中心向东南方向迁移，至南翼山附近主要发育河流三角洲、扇三角洲相。但此时期柴达木盆地北缘的南祁连造山运动处在间歇期。此时期的气候也处在相对干旱时期，北部山前带和南部隆起斜坡带剥蚀较为剧烈，同时为沉积体系的形成提供了相对充分的物源。

认为晚期过补偿阶段（构造不活动）前陆盆地层序地层的发育模式（图 16-4）：晚期过补偿阶段，构造活动停止，盆地发生弹性回跳，近端和远端可容空间都减小，再加上来自造山带和前隆双向的充足物源，在近端和远端都发育进积式和退积式准层序组，且退积式准层序组和进积式准层序组厚度相差不大。

从早期欠补偿阶段到晚期过补偿阶段，近端和远端的层序发育模式发生变化，这些主要是因为造山带推覆构造的活动强度变化导致可容空间变化所产生的结果。早期构造活动最

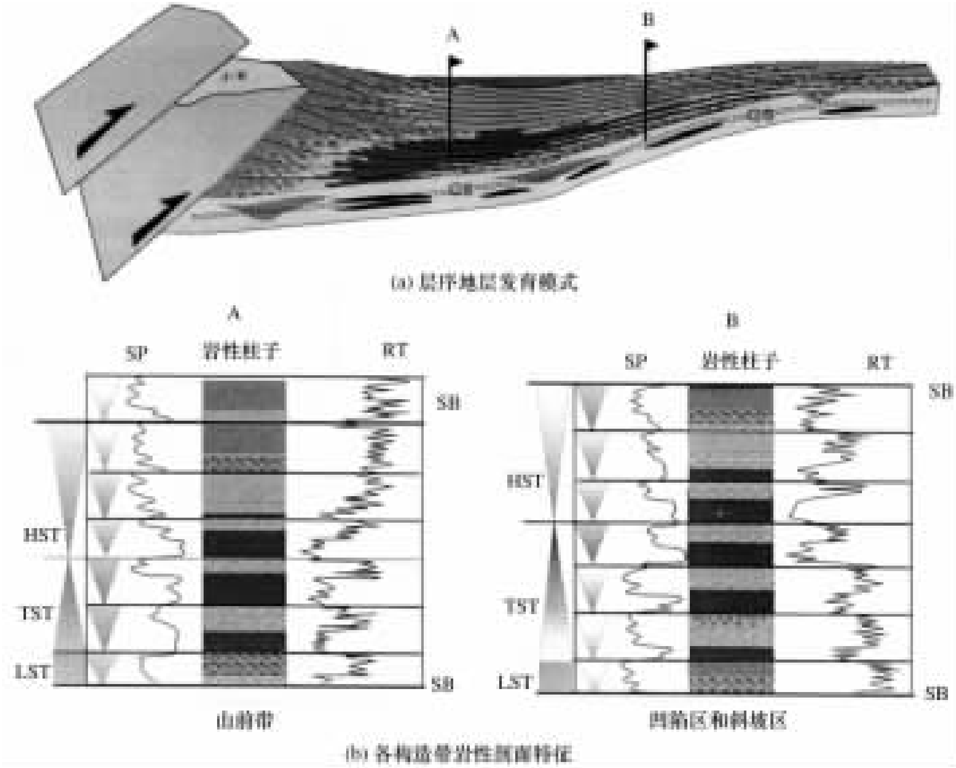


图 16-4　**晚期过补偿阶段(构造不活动)前陆盆地层序发育模式**

(据纪友亮,2004**)**

强烈,前陆挠曲下凹,沉降中心靠近近端,可容空间急剧增加,同时沉积物大量供应,近端以进积式准层序组为主,退积式准层序组较薄,远端以退积式准层序组为主,进积式准层序组较薄;晚期构造活动停止,盆地基底回弹,盆地整体抬升,可容空间迅速减小,沉降中心靠近远端,近端和远端退积式准层序组和进积式准层序组都比较发育。

第十七章　冲积环境层序地层学

第一节　冲积地层中层序边界的识别

在河谷侵蚀到下伏海相地层的地方，形成冲积地层与海相地层互层的剖面。若冲积层系较薄，在冲积层系中寻找基准面变化形成的主要层序边界就比较容易。在海相页岩中的辫状河沉积或海相页岩中的土壤土层和煤层都是明确的层序边界。如果陆相地层的厚度很大，要区分区域性侵蚀面(不整合面-层序界面)与河流自身的侧向迁移所形成的侵蚀面就困难得多。

当河流下切到下临滨相地层或更深水相的地层中时，地层基准面下降所引起的下切侵蚀可以与其他因素引起的下切区分开来。然而在许多情况下，特别是侵蚀距离海相或湖相盆地相当远的情况下，地层基准面、气候、沉积物源和侵蚀之间的复杂关系是难以区分的。

可容空间增长速率的变化，可以根据河道砂岩的叠置方式来判断。一般认为砂岩含量很高的、密集叠置的河道单元代表了地层基准面的低速上升。反复的河道迁移冲蚀走了洪泛平原的大部分细粒沉积物，这样就产生了相对广泛的高"净/总"比砂岩。美国陆相层序地层学工作组人员认为，密集叠置的河道沙沉积常分布在基准面下降形成的层序边界(不整合面)上。

若河道沙零星地分布于泛滥泥岩中，则反映了基准面的快速上升。

在内陆盆地，冲积层序边界的识别几乎完全依赖冲积河道叠置模式的变化。但有时，即使在冲积河道叠置模式变化不典型的情况下，侵蚀也能够在大范围内追踪，使我们能够把地层层系细分为以不整合面为界的单元。

区域展布的层序地层边界常被解释为河流下切作用造成的。但在解释时还必须小心谨慎。因为基准面下降是否能引起河流下切还取决于浅海大陆架与冲积平原之间的坡度差(图 17-1)。

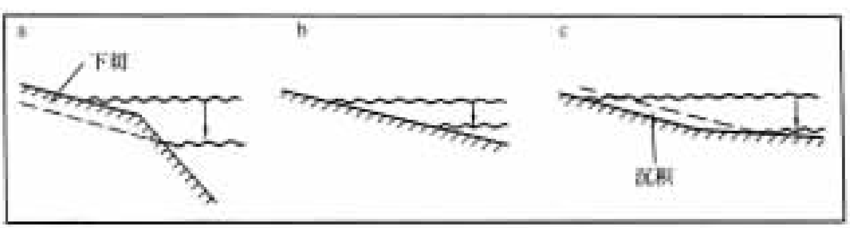


图 17-1　河流对基准面的下降的反应极大地依赖于陆架的坡度

(据 Posamentier，1992)

a—陡坡度面的暴露处，能发生下切作用；b—陆架坡度接近于平衡坡度处，极少发生下切作用；

c—陆架坡度小于平衡面坡度处，河流剖面则可能伸展而产生沉积作用

① 如果浅海大陆架的坡度比相邻的冲积平原的坡度陡，则相对海平面下降会导致河流下切(Miall，1991)。

② 若靠近滨岸线的河流剖面的坡度类似于浅海大陆架的坡度，则基准面的下降可能只会产生较小的河流下切。在这种情况下，河流剖面只是简单地向盆延伸。仅伴有冲积河道

叠置方式的改变(Wescott,1993)。因此,基准面的下降可能伴有进入海盆的细粒沉积物数量的增加。

③ 如果海相大陆架的坡度小于邻近的河流剖面的坡度,基准面的下降可能伴有大量沉积物的沉积,且没有下切。

④ 在河间地区,古土壤的详细研究是进一步探索层序边界识别方法的一个大有希望的领域。古土壤发育的深度和成熟度也反映出地表出露时间以及低沉积速率。

第二节　冲积地层的“最大海泛面”的识别

在海相地层内,最大海泛面标志着最靠陆的海进点,通常由深水相表示。在地下和露头中,最大海泛面通常由“密集”段表示,最大海泛面比层序边界不整合面更易识别。在冲积地层内,最大海泛面反映了地层基准面的快速上升,并将近岸相地层的退积式准层序组与加积式准层序组分隔开。最大海泛期不是由缓慢沉积来表示,而是由入侵到纯河流环境中的潮汐作用面来表示。Shanley 等(1992)证实了向内陆方向 65km 处的河流地层中微弱潮汐作用的影响,并建立了与海相地层中最大海泛面的时间对比关系。但潮汐作用向内陆侵入的最大距离受河流水系、地层基准面上升速率、自然地理面貌等因素的相互制约。由于潮汐作用的侵入,使水流方向发生了改变,在河流相沉积之上产生了粘土覆盖层。泥质撕裂屑、潮汐层理和浊积层等。这些都是冲积环境中最大海泛面的标志。

陆相地层中海泛面记录的方式差异相当大,这取决于海泛是局限于河谷还是扩展到河谷间的地区。如果海进没有达到足以使海水淹没河谷间的程度,那么在河谷地区上覆在河流沉积之上的是河口湾沉积,而在同时期,河谷间地区的沉积物是土壤层。但是,由于基准面的上升,引起了地下水位的抬升,导致了河谷周缘地区排水条件变差。排水条件的变差导致了原先排水良好、处于氧化环境中的土壤被水淹,发育了排水条件差的沼泽土壤。因此河间区氧化土壤上出现沼泽土壤,是最大海泛面的标志,当河间区被淹没时,土壤被浅海沉积所覆盖。当河谷和河谷间均被淹没,可以根据反映河流系统下游排水条件逐渐变差的沉积物所证实,差的排水条件导致河谷和淹没的河间区上普遍发育沼泽和湖相环境。淹没的陆源碎屑冲积层中含有丰富的湖相和湖泊-三角洲沉积。当缺乏陆源碎屑时,冲积地层中最大海泛面可能由湖相碳酸盐岩沉积来表现。

第三节　冲积地层中的体系域特征

在冲积地层划分体系域并讨论其展布是一个令人感兴趣,但又十分艰难的领域。目前许多研究实例都是可追踪到同期海相地层单元的冲积地层。根据冲积地层内的形态和沉积学准则可识别出海进和高水位体系域,且这些体系域能够追踪到海相地层中(图 17-2)。

图 17-2 在层序边界之上沉积了互相叠置的席状沙沉积,该套沉积中粗粒河道砂岩的含量很高。根据区域对比以及岩相构型,这套地层被解释为冲积水进体系域的一部分。冲积低水位体系域和水进体系域的识别、解释是陆相层序地层学讨论中的一个重点。根据 Vail 的观点,海进体系域以最大海泛面为顶界,以第一次广泛海侵面为底界。而低水位体系域位于第一次较大的海泛面之下和层序边界不整合面之上。如果按着这个定义来划分体系域,

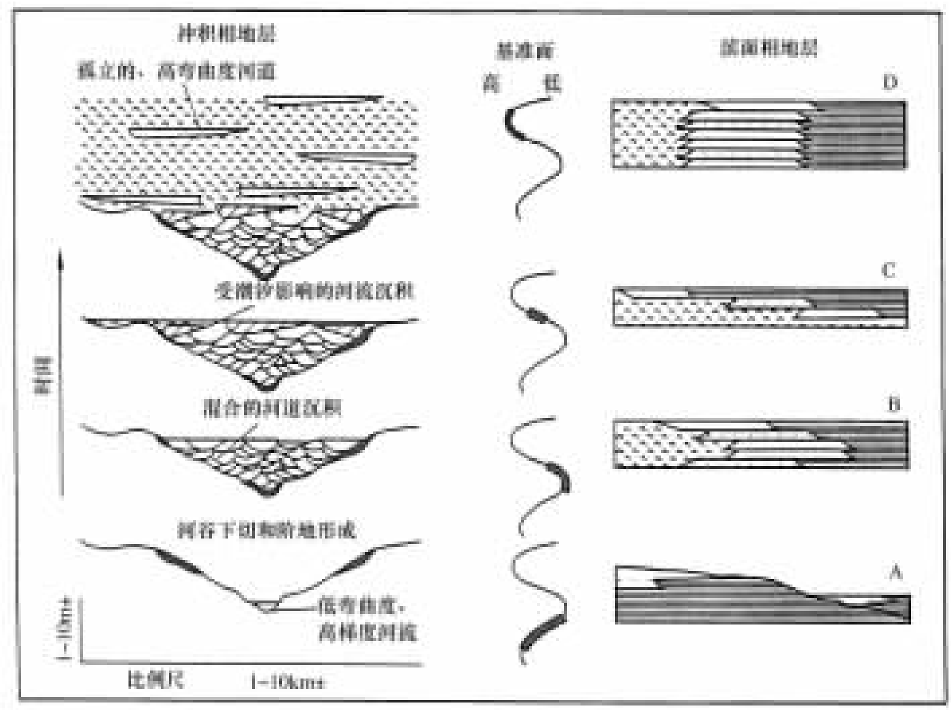


图 17-2 **作为基准面变化函数的滨海相和河流相构型之间关系的示意图**

（**据** Shanley **和** McCabe，1992、1993）

A—**基准面上升速率缓慢导致基准面下降**；B—**基准面下降速率减小和缓慢上升时基准面的变化**；

C—**基准面上升速率增大**；D—**基准面上升速率减小，与沉积速率近于平衡**

就需要掌握有关地层关系的很多知识。层序边界之上的初始海泛面很可能向陆地方向“上超”。这样，“真正”的低水位体系域在冲积环境中就不存在。另一种划分方法是把深切河谷内的所有河流相地层看作低水位体系域，并把位于第一次“局部”海泛面之上的地层划归为水进体系域。但这种划分方法只能在研究区内应用，无法进行区域性对比。为了避免区域年代地层关系的混乱，我们倾向于采用区域性方法。

在美国犹他州南部的 Kaiparowits **高原，低水位和水进单元的区域性上超从东向西出现，以至混合的席状河流砂岩被划归为水进体系域**（Shanley **等**．1992；Shanley **和** McCabe，1993）。**这些席状砂岩在垂向上逐渐变为薄层的、有些孤立的河道沉积。这些河道沉积与细粒的冲积平原地层和受潮汐影响的异粒河道沉积互层。由混合的砂岩向有些孤立的、受潮汐影响的沉积物过渡反映了滨岸的海侵，并表现出河流水进体系域上部的特征。这些受潮汐影响的冲积地层是同期海相和近滨地层中最大海泛面在向陆方向上的对应物。早期高水位体系域的河流相沉积以细粒的泛滥盆地地层、孤立河流砂岩以及薄层状的不连续煤层和碳质页岩层为特征。这种构型被解释为反映可容空间增长速度大于沉积物补给速率。与** Kaiparowits **高原类似的岩相关系在美国南** Pyrenean **盆地的** Castissent **组中也存在。由混合的河流相砂岩组成的层系，位于深切河谷内，向上变为潮汐相地层，进而变为更孤立的河道砂岩，这显然与相对海平面变化有关**（Marzo **等**，1988；Puigdefabregas，1989、1993）。Clemente **和** Perez-Arlucea（1993）**也观测到了西班牙中-北部上侏罗统一下白垩统冲积构型的**

变化,这种变化与基准面上升的速率变化有关。

在阿根廷的几个内陆盆地内,Mancilla 等(1988),Legarreta 和 Gulisano(1989),Kokogian(1991)以及 Legarreta 和 Uliana(1991)在三叠系和白垩系冲积地层中识别出了低水位、水进和高水位体系域(图 17-3)。低水位体系域面积分布有限且毗连叠覆在盆地侧翼上。其内部构型以砂-砾推移质沉积为特征,这些沉积构成了混合的、向上变粗且加厚的河道充填复合体。水进体系域以推移质和悬浮质混合沉积为特征。这些混合沉积由向上变粗和变薄的层系组成。这些地层比低水位沉积具有更宽的区域范围,被解释为反映地层基准面上升期间可容空间的增大,高水位体系域由悬浮质沉积组成并出现较多的土壤层。这些特征表明了有限的可容空间和最小地表梯度的地貌景观。

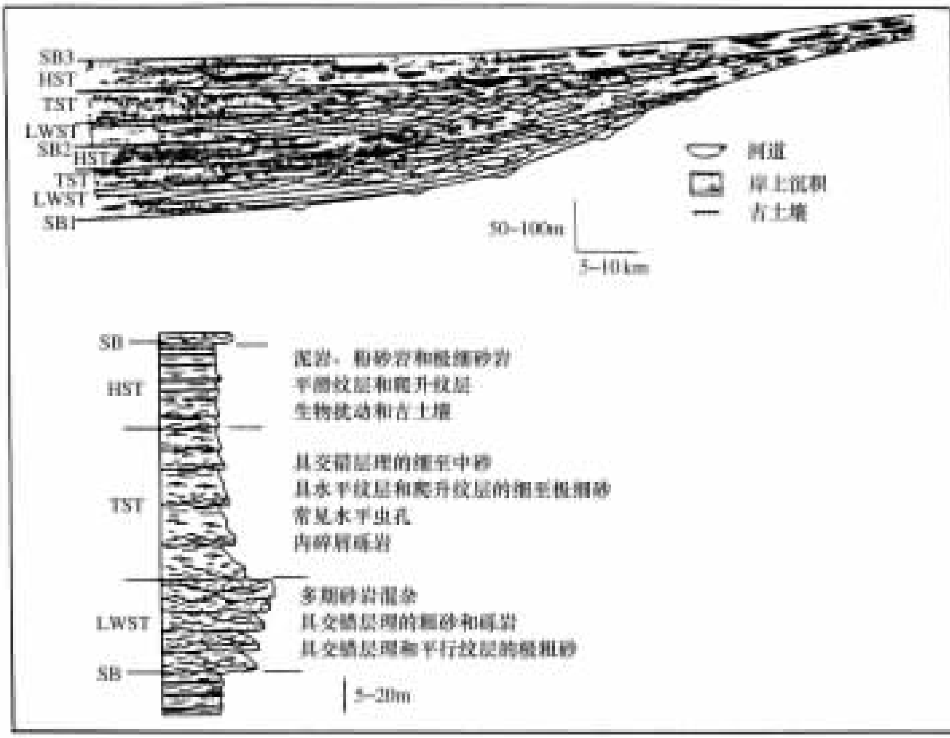


图 17-3 冲积层序的横剖面和柱状剖面(阿根廷中生界地层)

(据 Shanley,1994)

除野外研究所得出的结论外,还建立了一些理论模型。例如,前陆盆地演化的计算机模型表明,在低沉降速率区表现为侵蚀不整合的层序边界在盆地的近源区可以是整合的,在那里快速沉降允许连续沉积(Jervey,1992)。在这些地区,层序边界由可容空间增长速率相对缓慢期间的沉积层段来标志。Posamentier 和 Allen(1993)用类似于以上所讨论的理论说明这些层段可以由河道垂向群聚增大来标志(图 17-4)。在另一理论模型中,Wright 和 Marriott(1993)说明大多数河流相地层可以沉积在水进体系域中,在河流相地层中混合的河道砂向上过渡为孤立的河道砂岩。然而他们的模型既没有考虑体系域在盆地中的位置,也没有考虑识别海相聚敛层段向陆方向对应物的重要性,这两点在 McCabe 和 Shanley(1991,1993)看来是关键的。此外,Wright 和 Marriott 的模型还有待在有同期海相和陆相

地层地区的证实。

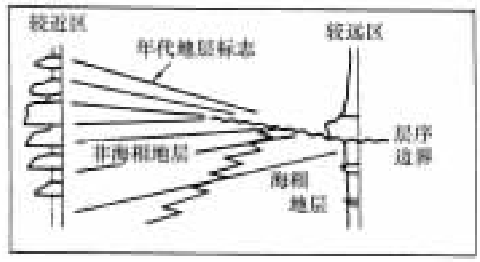


图 17-4　冲积地层剖面中层序边界的横向变化

（据 Posamentier 和 Allen，1993）

靠近逆断层前缘的前陆盆地中较近区的井与位于构造沉降速率慢得多的前陆盆地中较远区的井理论上的联系。较近区中层序边界的相应部位，存在着河道发育带，它是基准面上升速率降低的结果。由于高的沉积速率，导致在较近区没有不整合形成

第四节　河流环境中的准层序划分

1. 河流平衡剖面

河流平衡剖面，也可以称为河流均衡面。当河床底部与该面重合时，沉积作用达到动态平衡，沉积物总量等于水流冲刷掉的物质总量，沉积物只是“路过”该面；当河床底部高于该面时，发生向下侵蚀作用；当河床底部低于该面时，发生沉积作用。河流平衡剖面永远位于侵蚀基准面之上，只在河流入海或入湖的地方相切。

2. 河流平衡剖面对湖平面变化的响应

湖平面相对变化对河流平衡剖面的影响结果取决于湖盆边缘的坡度与河流系统本身的坡度。大多数湖盆，其边缘的坡度都比河流平衡剖面梯度大，故湖平面的相对快速上升常导致河流平衡剖面的提高（图 17-5），从而拓深了河流纵向上的沉积范围。从一次河流平衡剖面提高直到下一次湖平面相对快速上升这样很长一段时间内，河流沉积物充填河流平衡剖面到河床底部的可容空间，形成对应于滨浅湖准层序的河流程序。

3. 河流平衡剖面对河流沉积的影响及河流准层序理想模式

以图 17-5 为例，讨论一下河流平衡剖面对河流沉积的影响。河流平衡剖面快速提高以后，由于河流平衡剖面与河床底之间存在很大的可容空间，河流以垂向沉积作用为主，其携带的粗粒物质卸载沉积，以大型槽状交错层理、板状交错层理含砾砂岩、粗砂岩为主（图 17-5b）。

随河床底向河流平衡剖面接近，河流水动力条件减弱，发生横向摆动并以侧向加积为主，沉积物粒度变细，以河漫亚相泥质粉砂岩沉积为主，其中包含波状层理（图 17-5c）。

最后当河流平衡剖面与河床底很接近时，主要发育沼泽相沉积，以粉砂质泥岩、碳质页岩沉积为主，其中含有丰富的植物根化石和炭屑（图 17-5d）。

下一次湖平面相对上升导致河流平衡剖面上升后，重复上述过程。因此河流准层序的理想模式如图 17-6 所示，为向上变细准层序，底部为河床滞留沉积，具冲刷构造，顶部为沼泽相暗色页岩，中部为河道河漫亚相沉积。

河成地层和同时期海相沉积间的对比目前还局限于识别岩系段和主要的地层界面。例如，层序边界和最大海泛面的向陆地方向的相当层。识别与近岸海相准层序相当的冲积层

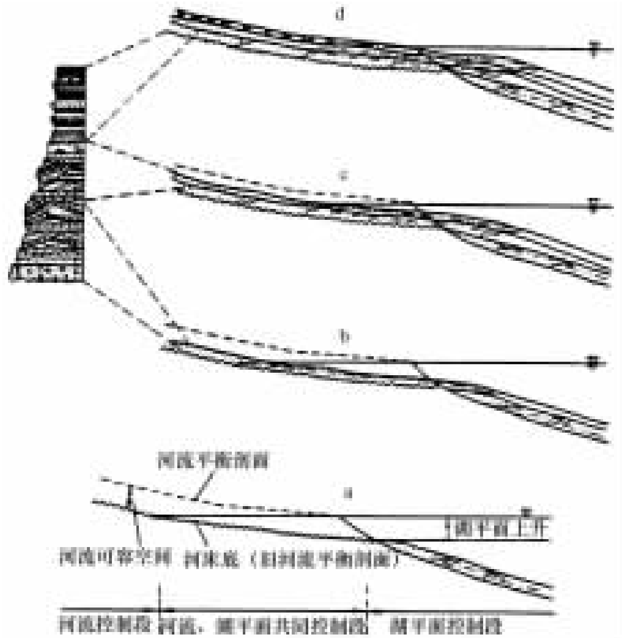


图 17-5　**河流平衡剖面对湖平面变化的响应**

图中 a、b、c、d **见正文**

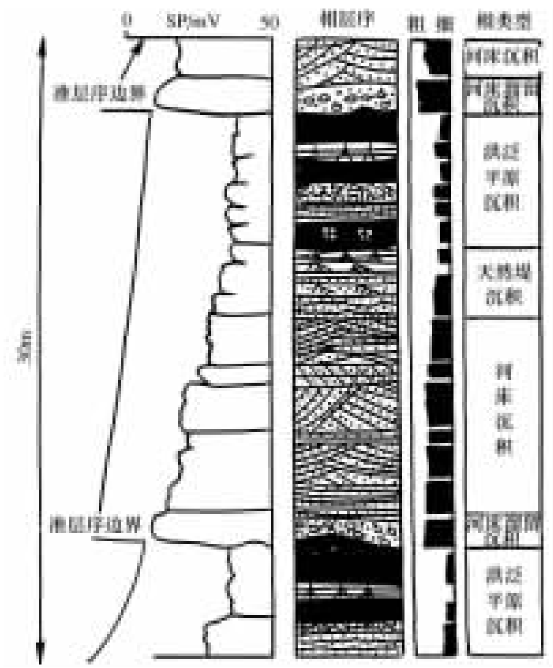


图 17-6　**河流准层序理想模式**

还有待于去完成，可能难度很大。不管是冲积或近海成因的，单个层序的发育均受沉积物供给的影响，并不一定直接反映他生旋回对沉积物分布的控制。

结　束　语

层序地层学这门学科目前正处于飞速发展阶段。作者在对中国东、西部地区层序地层学研究的基础上，通过查阅大量国内外文献，收集现有的各种研究成果、提出的模式和观点，撰写了本书。由于时间紧张，加之大量新的关于层序地层学的文献不断涌现，因此，有些文献可能未查阅到，有些模式、观点未能收录。

层序地层学的发展趋势，不再是简单地建立模式、提出观点，而是致力于通过对层序形成机理、演化过程等的研究，解决盆地等时性地层划分与对比，指导油气藏、矿藏的有利勘探方向的选择等。我们企盼本书的出版将起到抛砖引玉的功效，能引出大量高水准的专著和文章的问世，使层序地层学真正成为指导我国地质勘探工作的有力工具。

参 考 文 献

1.《沉积构造与环境解释》编著组．沉积构造与环境解释．北京:科学出版社,1984
2. 华东石油学院岩矿教研室主编．沉积岩石学．北京:石油工业出版社,1985
3. 石油测井协会主编．测井资料的地质应用．北京:石油工业出版社,1991
4. C.E·佩顿编．地震地层学．牛毓荃等译．北京:石油工业出版社,1980
5. 池英柳,张万选．陆相断陷盆地层序成因初探．石油学报,1996,第17卷,第3期,第19～28页
6. 丁次乾．矿场地球物理．山东:石油大学出版社,1994
7. 邓宏文．美国层序地层研究中的新学派——高分辨率层序地层学．石油与天然气地质,1995,第16卷,第2期
8. 邓新华．层序地层学新动向．地球科学——中国地质大学学报,1993,第28卷,第4期
9. 顾家裕．陆相湖盆层序地层学模式．石油勘探与开发,1995,第22卷,第4期
10. 纪友亮,张世奇．陆相断陷湖盆层序地层学．北京:石油工业出版社,1996
11. 纪友亮．张世奇,李红南．东营凹陷下第三系陆相盆地层序地层学研究．地质论评,1994,第40卷(增刊)
12. 姜在兴,李华启．层序地层学原理及应用．北京:石油工业出版社,1996
13. 刘宝珺、曾允孚．岩相古地理基础和工作方法．北京:地质出版社,1985
14. 陆基孟．地震勘探原理．山东:石油大学出版社,1993
15. 李希宗．层序地层学问题讨论．中国海上油气(地质),1994,第8卷,第3期
16. 刘英俊,曹励明．元素地球化学导论．北京:地质出版社,1987
17. O·塞拉．测井解释基础与数据采集．谭廷栋等译．北京:石油工业出版社,1992
18. P.R·威尔等著．应用层序地层学．张宏逵等译．山东:石油大学出版社,1990
19. 宋国奇．济阳坳陷下第三系湖相沉积的层序地层学分析．现代地质,1993,第7卷,第1期
20. 王秉海,钱凯．胜利油区地质研究与勘探实践．山东:石油大学出版社,1992
21. 吴崇筠,薛叔浩等著．中国含油气盆地沉积学．北京:石油工业出版社,1992
22. 翁笃鸣等译．气候的过去和未来．北京:气象出版社,1986
23. 汪品先,刘传联．含油盆地古湖泊学研究方法．北京:海洋出版社,1993
24. 魏魁生等．华北典型箕状断陷盆地层序地层学模式及其与油气赋存关系．地球科学——中国地质大学学报．1993,第18卷,第139～149页
25. 吴贤涛．痕迹学入门．北京:煤炭工业出版社,1986
26. 吴因业．煤层——一种陆相盆地中的成因层序边界．石油学报,1996,第17卷
27. 徐怀大等．地震地层学解释基础．武汉:中国地质大学出版社,1991
28. 熊继辉,贾承造,王毅,纪友亮,田海芹．层序地层学及其在塔里木盆地石炭系研究中的应用．北京:石油工业出版社,1996
29. 熊继辉,姜在兴,纪友亮．层序地层学译文专辑．世界石油科学,1992,第48期(增刊)
30. 信荃麟,刘泽荣,金强．含油气盆地构造岩相分析．北京:地质出版社,1993
31. 解习农,刘耀宗,张惠．伊通地堑层序构成及层序地层格架样式．现代地质,1994,第8卷,第3期
32. 姚益民等．中国油气区第三系(渤海湾盆地油气区分册)．北京:石油工业出版社,1994
33. 于志钧,赵旭东．石油数学地质．北京:石油工业出版社,1986
34. 赵澄林,姜在兴,刘孟慧．东濮凹陷西部下第三系的遗迹相．石油大学学报,1989,第13卷,第1期
35. 赵澄林,吴崇筠．油区岩相古地理．北京:石油工业出版社,1989

36. **张国栋,王慧中等著. 中国东部早第三纪海侵和沉积环境. 北京:地质出版社**,1987
37. **张家环. 普通地质学. 北京:石油工业出版社**,1987
38. **张世奇,纪友亮. 陆相断陷湖盆层序地层学模式探讨. 石油勘探与开发**,1996,**第** 23 **卷,第** 5 **期**
39. **张世奇,纪友亮. 东营凹陷下第三系湖相密集段特征. 石油大学学报**,1997,**第** 20 **卷,第** 100 **期**
40. Abdulah K. C., J. B. Anderson. 1991. Eustatic controls on the evolution of the Pleistocene. Brazos Colorado deltas, Texas, In: Coastal depositional systems in the Gulf of Mexico — Quaternary framework and environmental issues: Gulf Coast Section of SEPM Twelfth Annual Research Conference Program (with Abstracts) pp. 1～7
41. Aigner T. et al. 1992. Sequence stratigraphic framework of the German Triassic: Sedimentary Geology. Vol. 80. pp. 115～135
42. Allen G. P. 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: arecent model for macrotidal estuarine systems. In: D. G. Smith, B. A. Zaitlin. and R. A. Rahmani (eds.) Clastic tidal sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. 16. pp. 29～40
43. Allen G. P. and H. W. Posamentier. 1991. Facies and stratal patterns in incised valley complexes: examples from the Recent Gironde estuary (France) and the Cretaceous Viking Formation (Canada) (abs.). AAPG Bulletin. Vol. 75, pp. 534
44. Allen G. P. and H. W. Posamentier. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 63. pp. 378～391
45. Allen G. P. and G. Truilhe. 1988. Stratigraphic and facies model of a transgressive estuarine valley-fill in the Gironde estuary (France) (abs.). In: D. P. James and D. A. Leckie (eds.), Sequences, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir Vol. 15, pp. 575
46. Anadon P., L. Cabrera, R. Julia and M. Marzo. 1991. Sequential arrangement and asymmetrical fill in the Miocene Rubielos de Mora Basin (northeast Spain). In: P. Anadon, L. Cabrera and K. Kelts (eds.), Lacustrine facies analysis: International Association of Sedimentologists Special Publication Vol. 13, pp. 257～275
47. Anderson E. J., P. W. Goodwin and T. H. Sobieski. 1984. Episodic accumulation and the origin of formation boundaries in the Helderberg Group of New York State: Geology, Vol. 12, pp. 120～123
48. Ashley G. M. and T. D. Hamilton. 1993. Fluvial response to Late Quaternary climatic fluctuations, central Kibuk valley, northwestern Alaska. In: Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 63, pp. 814～827
49. Atinson C. D., 1983. Comparative sequences of ancient fluviatile deposits in the Tertiary South Pyrenean basin. northern Spain. In: Ph. D. dissertation, University of Wales, Swansea, Wales. pp. 350
50. Bhattacharya J.. 1988. Autocyclic and allocyclic sequences in river-and wave-dominated deltaic sediments of the Upper Cretaceous Dunveh an Formation, Alberta: core examples. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir Vol. 15, pp. 25～32
51. Blum M. D.. 1990. Climatic and eustatic controls on Gulf coastal plain fluvial sedimentation: an example from the late Quaternary of the Colorado River, Texas. In: Sequence stratigraphy as an exploration tool, concepts and practices in the Gulf Coast: Gulf Coast Section of SEPM Eleventh Annual Program with Abstracts. pp. 71～83

52. Blum M. D.. 1992. Modern depositional environments and recent alluvial history of the lower Colorado River, Gulf coastal plain, Texas: Ph. D. dissertation, University of Texas at Austin, Austin, Texas. pp. 304
53. Bond G. C. et al.. 1984. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, South Canadian Rocky Mountains: implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning, Vol. 95, pp. 155～173
54. Bull W. B.. 1991. Geomorphic responses to climatic change: New York, Oxford University Press, pp. 326
55. Butzer K. W.. 1980. Holocene alluvial sequences: problems of dating and correlation. In: R. A. Cullingford, D. A. Davidson and J. Lewin, eds.. Timescales in geomorphology. London, John Wiley and Sons, pp. 131～142
56. Cant D. J. and G. S. Stockmal. 1989. The Alberta foreland basin: relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane accretion events. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 26. pp. 1965～1975
57. Chang K. H.. 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. GSA Bulletin. Vol. 86. pp. 1544～1552
58. Coian I.. 1993. Alternating fluvial and lacustrine sedimentation: tectonic and climatic controls (Provence basin, S. France; Upper Cretaceous/Palaeocene). In: M. Marzo and C. Puigdefabregas (eds.). Alluvial sedimentation: International Association of Sedimentologists Special Publication Vol. 17, pp. 425～438
59. Crossley R.. 1984. Controls on sedimentation in the Malawi Rift, central Africa. Sedimentrary Geology, Vol. 40, pp 73～88
60. Cross T. A.. 1994. High-resolution stratigraphic correlation from the perspective of base-level cycles and sediment accommodation. North west Europe conference of sequence statigraphy
61. Dag Nammedal. 1992. Sequence stratigraphy in ramp settings with application to Upper Cretaceous rocks in the San Juan Basin. New Mexico Geological society Guidebook: 43rd field conference
62. Fruser G. S. et al.. 1992. Geomrphic controls on sediment accumulation at margins of foreland basins. Basin Research, Vol. 4, pp. 233～255
63. Groshong R. H.. 1989. Half-graben structures: balanced models of extensional faults bend folds. GSA Bulletin, Vol. 101, pp. 96～105
64. Hamblin A. P.. 1992. Half-graben lacustrine sedimentary rocks of the Lower Carboniferous Strathlorne Formation, Horton Group, Cape Breton Island, Novacotia, Canada: Sedimentology, Vol. 39, pp. 263～284
65. Heller P. L. et al.. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins: application to syntectonic conglomerate. Basin Research, Vol. 4, pp. 91～102
66. Hooke R. B.. 1968. Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. American Journal of Science, Vol, 266, pp. 609～629
67. Hutchinson D. R. et al.. 1992. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data. GSA Geology, Vol. 20, pp. 589～592
68. H. W. Posamentier, M. T. Jervey, P. R. Vail. 1988. Eustatic controls on clastic deposition — conceptual Framework. SEPM Special Publication. Vol. 42, pp. 609～725
69. J. C. Van Wagoner. 1991. Sequence Stratigraphy Applications to Shelfsandstone Reservoirs.

AAPG Field Conference, September 21～28, 1991. Published by the American Association of Petroleum Geologists

70. Keith W. Shanley and Peter J. McCabe. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of Continental strata, AAPG Bulletin, Vol. 78, No. 4 (April 1994), pp. 544～568
71. Lindsay J. F. et al.. 1989. Interplay of tectonics and sea-level changes in basin evolution: an example from the intercratonic Amadeus Basin, central Australia. Basin Research, Vol. 2, pp. 3～25
72. Miall A. D.. 1986. Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. AAPG Bulletin. Vol. 70, pp. 131～137
73. Olsen P. E.. 1986. A 40-million-year lake record of Early Mesozoic obital climatic forcing. Science, Vol. 234, pp. 842～848
74. Perimutter and Matthews. 1990. Global Cyclostratigraphy.
75. P. R. Vail et al.. 1991. The stratigraphic signatures of Tectonics. Eustasy and sedimentation — an overview. In: Einsele et al. (ed.) Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag.
76. Parkinson N. et al.. 1985. Sychronous global sequence boundaries: AAPG Bulletin. Vol. 69, pp. 658～687.
77. Schlische R. W., Olsen P. E.. 1990. Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to early Mesozoic rifts of eastern North America. Journal of Geology. Vol. 98, pp. 135～155.
78. Sarah Prosser. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression: tectonics and seismic sequence stratigraphy. pp. 35～66
79. S. A. Schumm. 1993. River response to basallevel change: implications for sequence stratigraphy. The Journal of Geology. Vol. 101, pp. 279～294
80. Schlager, W. M.. 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. Geological Society America Bulletin, Vol. 92, pp. 197～211
81. Schlische R. W.. 1991. Half-graben basin filling models: new continental extensional basin development. Basin Research, Vol. 3, pp. 123～141
82. Steel R. J. S. et al.. 1977. Coarsening-upward cycles in allvium of the Hurnellen Basin (Devonian) Norway: sedimentary response to tectonic events. GSA Bulletin, Vol. 88, pp. 1124～1134
83. T. S. Loutit, J. Hardenbol, P. R. Vail and G. R. Boum. 1988. Condensed sections: the key to age and correlation of continental margin sequences. SEPM special publicatin 42, pp. 183～217
84. Van Wagoner J. C. et all.. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. SEPM Special Publication 42, pp. 39～45
85. Van Wagoner J. C. et al.. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. AAPG Methods in Exploration Series 7
86. Watson A. B. et al.. 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition inshore China. Marine and Petroleum Geology, Vol. 4, pp. 205～225
87. Watts A. B.. 1982. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level: Nature, Vol, 297, pp. 469～474
88. Weimer R. J.. 1992. Development in sequence stratigraphy: foreland and cratonic basins. AAPG Bulletin, Vol. 76, pp. 965～982
89. Wilson J. L.. 1975. Carbonate facies in geologic history. New York, Springer-Verlag.

90. Williame Galloway. 1989. Genetic stratigraphic sequence in basin analysis Ⅰ: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. AAPG, Vol. 73, No. 2, pp. 125～142

91. Wright R.. 1986. Cycle stratigraphy as a paleogeographic tool: Point Lookout Sandstone, south-eastern San Juan basin, New Mexico. Geological Society of America Bulletin, Vol. 97, pp. 661～673

92. 纪友亮,张世奇编著. 陆相断陷湖盆层序地层学. 北京:石油工业出版社,1996

93. 纪友亮,张世奇等编著. 层序地层学原理及层序成因机制模式. 北京:地质出版社,1998

94. 王大锐著. 油气稳定同位素地球化学. 北京:石油工业出版社,2000

95. 池秋鄂,龚福华编著. 层序地层学基础与应用. 北京:石油工业出版社,2001

96. 邓宏文,汪洪亮,Cross 编著. 高分辨率层序地层学原理及应用. 北京:石油工业出版社,2001

97. 中国石油天然气集团公司油气储层重点实验室编. 陆相层序地层学应用指南. 石油工业出版社,北京:石油工业出版社,2002

98. 吴因业,顾家裕编著. 油气层序地层学. 北京:石油工业出版社,2002

99. 蔡希源,李思田等著. 陆相盆地高精度层序地层学——隐蔽油气藏勘探基础、方法与实验(基础理论篇). 北京:地质出版社,2003

100. 蔡希源,宋国奇等著. 陆相盆地高精度层序地层学——隐蔽油气藏勘探基础、方法与实践(技术方法篇). 北京:地质出版社,2003

101. 蔡希源,郑和荣等著. 陆相盆地高精度层序地层学——隐蔽油气藏勘探基础、方法与实践(应用实践篇). 北京:地质出版社,2003

102. 贾进华. 前陆盆地层序地层学研究简介. 地质科技情报,1995,第 14 卷第 1 期

103. 赵玉光,许效松,刘宝珺. 克拉通边缘前陆盆地动力层序地层学. 岩相古地理,1997,第 17 卷第 1 期

104. 刘景彦、林畅松. 前陆盆地构造活动的层序地层响应. 地学前缘,2000,第 7 卷第 3 期

105. 闫小雄,周立发. 前陆盆地层序地层学研究现状及进展. 沉积与特提斯地质,2001,第 21 卷第 3 期

106. 胡受权,郭文平,遭运江等. 柴达木盆地北缘构造格局及在中、新生代的演化. 新疆石油地质,2001,第 22 卷第 1 期

107. 郭建华,宫少波,吴东胜. 陆相断陷湖盆 T-R 旋回沉积层序与研究实例. 沉积学报.1998,第 16 卷第 1 期

108. 程晓玲,周小进,郭建华. 渤海湾盆地东濮凹陷 T-R 旋回层序地层学与隐蔽油藏研究. 石油实验地质.2003,第 25 卷增刊

109. 操应长,姜在兴,夏斌,杨伟利. 陆相断陷湖盆 T-R 层序的特点及其控制因素——以东营凹陷古近系少河街组三段层序地层为例. 地质科学.2004,第 39 卷第 1 期